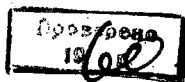


К. Е. ИВАНОВ

кандидат технических наук



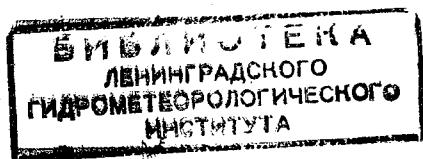
551.49

1120

ГИДРОЛОГИЯ БОЛОТ

Д О П У Щ Е Н О
ГЛАВНЫМ УПРАВЛЕНИЕМ ВЫСШЕГО ОБРАЗОВАНИЯ
МИНИСТЕРСТВА КУЛЬТУРЫ СССР В КАЧЕСТВЕ УЧЕБ-
НОГО ПОСОБИЯ ДЛЯ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ФАКУЛЬТЕТОВ
ГОСУДАРСТВЕННЫХ УНИВЕРСИТЕТОВ
И ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ИНСТИТУТОВ

103437



ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО

ЛЕНИНГРАД • 1953

Ответственный редактор А. А. Соколов

АННОТАЦИЯ

В книге обобщены результаты экспериментальных и теоретических исследований водных свойств и водного режима болот. Основой для этих исследований послужили экспериментальные материалы, полученные главным образом в последние годы на болотных гидрологических станциях гидрометслужбы.

Вопросы гидрологии болот рассматриваются в книге в тесной связи с происхождением и развитием болотных массивов. Широко используются при этом материалы аэрофотосъемки, позволившие по-новому подойти к изучению ряда сложных и до сих пор слабо изученных элементов водного баланса болотных массивов и методов их расчета.

Книга является учебным пособием для географических факультетов государственных университетов и гидрометеорологических институтов. Она может быть также полезна для инженеров и научных сотрудников, работающих в области гидрологии и мелиорации.

ВВЕДЕНИЕ

Гидрология болот является разделом более общей науки — гидрологии суши. В ее задачу входит изучение водного режима территорий, покрытых естественными торфяными отложениями. Поскольку объектом исследований в данном случае являются болота и заболоченные земли, вполне естественно, что гидрология болот тесно связана с болотоведением.

В отличие от болотоведения, изучающего образование и развитие болот, их растительность, биологические и химические свойства, гидрология болот занимается изучением физических процессов движения и перемещения воды в болотах, процессов изменения фазового состояния влаги и взаимодействия ее с твердой органической и минеральной составной частью болотных массивов, процессов влагообмена между болотами и окружающей средой — атмосферой и литосферой.

К числу основных вопросов гидрологии болот следует отнести исследования: водного баланса болот, условий формирования стока на болотных массивах и фильтрационного движения болотных вод, процессов испарения и промерзания, процессов взаимодействия болотных вод с торфяными грунтами и растительностью.

Гидрология болот тесно связана с развитием чисто практических отраслей знания — гидротехническими мелиорациями и осушением болот.

Развитие последних, связанное в свою очередь с ростом и расширением хозяйственного использования болот, привело к необходимости более глубокого изучения водных свойств естественных, неосушенных болот и роли болот в водном балансе суши.

Интерес к возможности практического использования болот в нашей стране возник еще около 300 лет тому назад. Начало торфодобыывания в России относится к середине XVII в.

В XVIII в. к использованию болот для добывания торфа на топливо, а также к осушению болот под сельскохозяйственные угодья начинает проявляться значительно большее внимание. Многие русские ученые того времени в своих трудах говорят о торфе и его использовании. В замечательном произведении М. В. Ломоносова «О слоях земных» (1763 г.) имеются высказывания о природе и ценности торфа, о целесообразности приме-

нения его в качестве топлива и сбережения тем самым ценных богатств нашей родины — лесов.

В 1810 г. появляется первое руководство по осушению болот с указанием причин чрезмерного увлажнения болот, написанное членом Санкт-Петербургского экономического общества Г. Энгельманом.

Во второй половине XIX в. интерес к болотам возрос еще больше. В 1873 г. начала работать экспедиция И. И. Жилинского по исследованию болот Полесья и их осушению. В первые же два года работы экспедиции был получен ряд новых важнейших данных о болотах, изменивших многие существовавшие до того времени неправильные представления и взгляды на природу болот.

В 1874 г. выходит в свет работа основоположника почвоведения В. В. Докучаева «К вопросу об осушении болот вообще и в частности Полесья», в которой эта проблема рассматривается с естественно-исторической точки зрения.

К концу XIX в. появляются крупные работы Г. И. Танфильева, А. В. Фомина и других ученых, посвященные образованию и распространению болот; научная и инженерная общественность проявляет большой интерес к выяснению гидрологической роли болот, их влияния на климат и его элементы. Возникшие при этом противоположные точки зрения на роль болот в водном питании рек из-за отсутствия данных наблюдений и неизученности водных свойств торфов на долгое время остаются неразрешенными, спорными вопросами гидрологии. Одержавшая временно верх точка зрения отрицательного влияния осушения болот на водоносность рек надолго задержала развитие осушительных работ.

Начатые в 1873 г. экспедицией И. И. Жилинского работы по осушению болот Полесья, продолжавшиеся до 1898 г., были затем прерваны в значительной мере под влиянием этого мнения.

Широкий размах получили работы по исследованию болот после Великой Октябрьской социалистической революции в связи с интенсивным развитием торфяной промышленности и сельскохозяйственным освоением заболоченных земель.

Благодаря трудам целого ряда советских ученых, которым принадлежит ведущая роль в области исследований болот, к настоящему времени имеются достаточно обширные сведения о происхождении, распространении и типах болот, о физических свойствах природных торфов, в том числе и о их водных свойствах, о составе и свойствах болотной растительности, на которых основываются современные взгляды и представления о законах движения влаги в естественных торфяных массивах.

Работами В. Н. Сукачева, В. С. Доктуровского, Р. И. Аболина, В. П. Матюшенко, М. И. Нейштадта, С. Н. Тюремного, Ю. Д. Цинзерлинга, И. Д. Богдановской, Н. Я. Каца, Е. А. Гал-

киной и др. заложены основы учения о происхождении, образовании и развитии болотных массивов.

В работах Н. А. Наседкина, Г. И. Покровского, П. Д. Варлыгина, А. В. Думанского и др. дан анализ физических и химических свойств торфа, разработана технология добычи и сушки торфа, лежащая в основе современной отечественной торфодобывающей промышленности.

Однако еще мало уделено внимания в современной гидрологической литературе вопросу исследования гидрологического режима болот. Даже в обобщающих работах по гидрологии суши М. А. Великанова [4], Л. К. Давыдова [9], А. В. Огиевского [30], Б. В. Полякова [31] и др. вопросу водного режима болот почти не уделено места.

Начало изучению водного режима болот как природных образований, отличающихся рядом особенностей от других водных объектов суши, было положено А. Д. Дубахом, которого по справедливости нужно считать основоположником гидрологии болот. В трудах А. Д. Дубаха впервые подвергнут обобщению материал наблюдений над элементами водного режима болот и показаны специфические особенности болот как водных объектов.

Со времени выхода в свет последних работ А. Д. Дубаха Государственным гидрологическим институтом (ГГИ) и сетью станций гидрометеорологической службы получено значительное количество новых данных наблюдений над водным режимом болотных массивов, появился ряд новых экспериментальных и полевых исследований, касающихся различных вопросов водного и теплового режима естественных болотных массивов. В болотоведческой литературе получили также дальнейшее развитие вопросы классификации болот.

В 30-х годах в ГГИ для гидрологических исследований успешно начинает применяться новый метод — метод аэрофотосъемки, нашедший особенно большое применение в гидрологии болот. В 1934 г. этот метод был использован Н. П. Дюкаревым для инвентаризации болот и определения их сельскохозяйственного значения. В 1936 г. Л. О. Паллон, Н. П. Предтеченский, Д. Никифоров опубликовали свои работы по основам этого метода.

Возможности применения аэрофотосъемки для гидрологических исследований болот особенно возросли после работ Е. А. Галкиной, развившей этот метод и применившей его для определения типов болотных ландшафтов.

В настоящее время аэрофотосъемка является весьма эффективным средством для гидрологических исследований болот, имеющим большие перспективы в деле создания новых расчетных методов при определении элементов водного баланса болот.

Все это позволяет рассматривать многие вопросы гидрологии болот более глубоко и, в частности, более обоснованно подойти

к решению многих практических задач, связанных с гидрологическими свойствами болот.

Исторические решения XIX съезда КПСС об освоении ряда заболоченных районов СССР и превращении сотен тысяч гектаров болот и заболоченных земель в высокопроизводительные земли с интенсивным сельскохозяйственным производством ставят перед гидрологией болот ряд совершенно новых проблем, которые не могут быть решены без всестороннего знания водного режима и водных свойств осушаемых болотных массивов.

К таким проблемам в первую очередь нужно отнести: учет изменений водного режима болот при проектировании и расчетах осушения обширных заболоченных территорий; регулирование водного режима на осушенных болотных массивах при их дальнейшем сельскохозяйственном использовании; изменение микроклимата болот при их освоении и др.

Начальным этапом в разрешении этих проблем является изучение гидрологического режима естественных неосушенных болотных массивов.

Занимая огромные территории на материках северного полушария, болота представляют собою характерный зональный географический признак, обусловленный климатическими, геоморфологическими и гидрогеологическими факторами и их изменениями в пространстве и времени. В отдельных географических районах с равнинным рельефом болота занимают местами более 50% всей поверхности суши. В этих районах болотные массивы, покрывая сплошным торфяным покровом междуречные пространства и речные водоразделы и вырабатывая в процессе своего развития свой собственный рельеф и типы растительного покрова, определяют характер ландшафта и, в значительной мере, гидрологический режим на занимаемых ими территориях.

Почти все данные наблюдений и экспериментальные исследования водного режима болот, содержащиеся в опубликованных работах, относятся к болотам лесной зоны. Лишь некоторые работы освещают гидрологию болот степных районов, например, болот Барабинской низменности. Болота субарктического пояса, районов вечной мерзлоты, равно как и южных районов зоны недостаточного увлажнения в гидрологическом отношении или еще совсем не изучены или изучены чрезвычайно слабо. Поэтому естественно, что приводимые в настоящей работе характеристики касаются главным образом болот лесной таежной зоны и зоны смешанных лесов и недостаточно освещают особенности водного режима болот других зон.

Что касается методики гидрологических исследований и расчетов водного режима болот, то таковая в основе своей, вероятно, сможет быть применена для болот и иных климатических зон (разумеется с некоторыми видоизменениями) в зависимости от местных условий.

ГЛАВА I

ОБРАЗОВАНИЕ И РАЗВИТИЕ БОЛОТНЫХ МАССИВОВ

§ 1. Основные понятия

Физико-географические условия, при которых наблюдается образование болот, весьма разнообразны. Болотообразовательные процессы имеют место как в условиях холодного арктического, так и в условиях субтропического и тропического климатов. Наибольшего своего развития они достигают в зоне избыточного увлажнения умеренного климата. Болота возникают не только в понижениях рельефа местности, в котловинообразных впадинах или речных долинах, но также на водоразделах и горных склонах.

Несмотря на разнообразие природных условий, при которых возникают процессы заболачивания, общей чертой для них является наличие основной причины заболачивания — обильного, или избыточного, и застойного увлажнения верхних горизонтов почв и грунтов. Постоянное или периодическое застойное переувлажнение поверхности почво-грунтов и является непосредственной причиной заболачивания суши.

Застойность или слабая проточность вод, насыщающих верхние горизонты почво-грунтов, обуславливает ухудшение водно-воздушного и минерального режима питания растений, приводит к недостатку кислорода для питания растений и поддержания нормальных биохимических процессов разложения органического материала отмирающих частей растений. Результатом этого является неполное разложение растительного материала отмирающих частей растений и своего рода консервирование их образующимися в этом процессе гуминовыми веществами. Неразложившимися сильно измельченными частицами органического материала вначале заполняются поры минеральных грунтов, резко ухудшая их водопроницаемость, а затем ими начинает покрываться и поверхность почвы. Постепенно уплотняясь, масса растительного материала превращается в особую органическую породу — торф, обладающую весьма высокой влагоемкостью и малой водопроницаемостью.

Появление на поверхности минерального грунта слоя торфа превращает поверхность суши в заболоченную территорию, а при дальнейшем росте толщины торфяного слоя — в болото.

Для того чтобы по возможности точно определить, какую именно категорию природных образований следует в дальнейшем называть термином болото, остановимся на выяснении научного смысла употребляемых в литературе основных терминов: болото, заболоченные земли, заболоченные водоемы.

В гидрологии и болотоведении до сих пор не установилось общепринятого определения болот. Являясь объектом изучения различных отраслей науки и техники, болота большей частью рассматривались и изучались с какой-либо одной стороны, представляющей наибольший интерес для данной отрасли знания. Поэтому под понятием «болото» различными исследователями нередко объединялись разные группы природных образований.

Среди исследователей болот были сделаны попытки дать особое гидрологическое определение понятию «болото». Такое определение, например, дано было А. Д. Дубахом, предложившим называть болотом всякий участок земной поверхности с пересыщенным водою грунтом. Это определение правильно подчеркивает одну из важнейших сторон каждого болотного образования — наличие избыточного увлажнения. Но из него остается все же неясным, какие именно природные образования объединяются этим понятием, чем они характеризуются как элемент географической среды. При таком определении к разряду болот относятся как минеральные, так и органические (торфяные), пересыщенные водою грунты. Возникает, следовательно, необходимость различать две группы болот: болота торфяные и болота минеральные, что нельзя признать удачным. С этой точки зрения к категории болот должны были бы, очевидно, относиться такие природные образования, как плавни, заливающиеся пойменные озера, солончаки, наконец, обширные территории в районах вечной мерзлоты, характеризующиеся тем, что в теплый период года оттаивающий с поверхности деятельный слой грунта пересыщен водой и имеет жидкую консистенцию, и мн. др.

В перечисленных природных образованиях общим признаком является только избыточное увлажнение. В остальном они по условиям происхождения, почвенным процессам, степени проточности вод, растительности и физико-механическим свойствам почво-грунтов ничего общего с болотами не имеют. Поэтому нет, повидимому, никакого смысла и в гидрологии объединять столь разнородные природные образования под общим понятием «болото».

Так называемые ботанические определения болот подчеркивают другую их особенность: они рассматривают болото как участок земной поверхности, покрытый специфической влаголюбивой (гидрофильной) растительностью.

Часто понятие «болото» отождествляется с торфяной залежью. Отсюда широкое распространение получил термин «торфяное болото».

Такой подход к определению болота диктуется, главным образом, чисто практическими соображениями о возможности разработки торфяной залежи болота на топливо или использования болота для сельскохозяйственных угодий.

Так, Всесоюзная конференция по кадастру болот в 1934 г. предложила определять болота как избыточно увлажненные участки земной поверхности, покрытые слоем торфа, глубиной не менее 30 см в неосушенном и 20 см в осушенном виде.

В современных монографиях по болотоведению приводятся самые разнообразные определения болот. Например, Н. Я. Кац [17] дает следующее определение: «Болото это участок территории, обычно избыточно увлажненный пресной или соленой водой, стоящей над поверхностью почвы или ниже ее, застойной или более или менее проточной. Он может быть с торфом или без торфа. Растительность большей частью водо- или влаголюбивая, реже мезофильная, а иногда физически или физиологически ксерофитная».

И. Д. Богдановская-Гиенэф по этому поводу совершенно справедливо замечает, что «определение Каца, несмотря на свою пространность, не дает ясного представления о сущности болота».

Она также считает неправильным относить к категории болот, как это делает Н. Я. Кац, всякие зарастающие водоемы, поскольку зарастание водоема не всегда означает начало образования болота.

Во многих случаях процесс зарастания вовсе не приводит к торфонакоплению, а присутствие в водоеме погруженных мхов и высших макрофитов далеко не всегда является признаком начавшегося заторфовывания.

Примером могут служить плавни многих южных рек СССР, где тростниковые заросли не превращаются в торфяники. Зарастающие пойменные озера, в которых котловина озера заполняется не торфом или сапропелем, а минеральными речными наносами с небольшой лишь примесью органических веществ, также не представляют собою заболачивающихся водоемов. Поэтому, следуя И. Д. Богдановской-Гиенэф, под заболачивающимися водоемами в дальнейшем будем подразумевать лишь такие зарастающие водоемы, в которых присутствует болотная растительность и начался процесс торфонакопления. Заболачивающийся водоем в этом смысле представляет собою начальную стадию образования болота.

В. В. Кудряшов определяет болото весьма кратко: «Болото есть растущий торфяник».

Несмотря на недостаточность такого определения, надо отдать справедливость, что оно весьма удачно подчеркивает сущность болотообразовательного процесса — торфонакопление и динамичность его.

Приведенные примеры определений болот показывают, что имеется необходимость условиться более точно, какую группу

природных образований следует относить к категории болот, рассматривая последние как гидрологический объект.

Прежде чем сформулировать принимаемое нами определение болота, остановимся на тех природных явлениях, которые характеризуют и составляют сущность процесса болотообразования.

Первой наиболее характерной чертой болот является обильное, застойное или весьма слабо проточное увлажнение верхних горизонтов почво-грунтов, вызывающее недостаток аэрации почвы, особые почвенные процессы, приводящие в конечном счете к образованию своеобразной органической породы — торфа.

Второй характерной чертой болот является процесс торфообразования и непрерывное накопление торфа.

Третьей характерной чертой болот является наличие особой болотной растительности, состоящей из таких форм растений, которые приспособлены к существованию в условиях закисленной среды, периодического или постоянного обилия влаги и недостатка кислорода в почвенном субстрате. Растительность болота синтезирует и отражает в себе всю совокупность местных условий и весьма чутко реагирует на их изменения.

Необходимо подчеркнуть, что к условиям, определяющим существование на болоте тех или других растительных ассоциаций, относится в первую очередь водный режим. Именно поэтому при изучении гидрологического режима болота гидролог имеет возможность пользоваться растительными группировками как индикаторами водного режима различных участков болота.

Появление чисто болотных форм растительных группировок наступает не одновременно с началом процесса заболачивания. Пока толщина накапливающегося торфа невелика и корневые системы основных видов растений еще не отрываются от минеральной почвы, подстилающей торф, растительные ассоциации состоят из видов и форм растений, частично характерных для условий неболотного обитания. Это вызывает необходимость с геоботанической стороны различать болота и заболоченные земли. С этой точки зрения к категории болот вполне логично относить лишь те участки заболоченной территории, на которых корневые системы растений-эдификаторов уже не достигают минерального дна; к категории же заболоченных земель — участки, на которых толщина торфяных отложений такова, что корневые системы растений-эдификаторов находятся в минеральном грунте, подстилающем торф.

Так как различные типы растительности имеют разное углубление корневых систем, то и толщина торфяных отложений, при которых данный заболачивающийся участок переходит из категории заболоченных земель в категорию болот, должна быть разной для различных типов растительности. Так, например, для

заболочивающихся лесов переход их, в этом смысле, в болото, совершается при толщинах торфа лишь более 1 м; для травяного же типа растительности толщина торфа в 30 см уже достаточна для отнесения заболоченного участка к категории болот. Таким образом, абсолютная толщина торфа, вне зависимости от типа произрастающей на нем растительности, является чисто условным и недостаточным критерием для различения болот и заболоченных земель.

Возникает, следовательно, вопрос: имеет ли вообще существенное значение для гидрологии деление заболоченных территорий на заболоченные земли и на болота, в частности по вышеуказанному геоботаническому признаку?

Если подходить к изучению гидрологического режима болот в связи с развитием и жизнью самого болота, то изменение видового состава растительности безусловно должно отражаться и на гидрологическом режиме и на отдельных элементах его. Вопрос о том, в какой мере будет происходить это влияние, представляет предмет дальнейших совместных исследований гидрологов и геоботаников. Поэтому целесообразно сохранить разделение на болота и заболоченные земли, укоренившееся, кстати, и в мелиорации, и в болотоведении, и в гидрологии, но придав ему более определенный, указанный выше признак.

Принимая за основу разделения заболочивающихся территорий на заболоченные земли и болота признак отрыва корневых систем растительности от минерального дна, удастся сохранить соответствие в этом разделении с современной классификацией болот, основанной на рассмотрении последовательных стадий в их развитии.

Резюмируя данную общую характеристику болота, заболоченных земель и заболочивающихся водоемов, можно принять и общее определение болота в следующем виде.

Болотом, или болотным ландшафтом, назовем участок территории, характеризующийся обильным или слабо прочным увлажнением верхних горизонтов почво-грунтов, на котором произрастает специфическая болотная растительность с господством видов, приспособленных к условиям обильного увлажнения и недостатка кислорода в почвенном субстрате, идет процесс торфонакопления и толщина отложившегося торфа такова, что живые корни основной массы растений не достигают подстилающего минерального грунта. Заболоченные земли и заболоченные водоемы, обладая в сущности теми же признаками, кроме последнего, являются лишь начальной фазой развития болот. Естественно, что в задачу гидрологии болот должно входить изучение водного режима как начальных стадий образования болотного ландшафта (заболоченных земель и заболочивающихся водоемов), так и последующих стадий его развития (болотных массивов).

§ 2. Физико-географические факторы, определяющие процесс болотообразования, и распространение болот

Главной чертой болотообразования является накопление органических отложений — торфа, которое может иметь место как на поверхности суши, так и в водоемах с застойной или слабо проточной водой.

Торфонакопление представляет собою результат двух противоположных по своему характеру процессов: процесса ежегодного прироста органической массы живого растительного покрова и процесса неполного разложения отмирающих частей растительной массы и перехода ее в торф. Скорость торфонакопления и, соответственно, быстрота роста торфяной залежи болотного массива зависит от соотношения интенсивностей обоих процессов. Необходимым условием для торфонакопления является преобладание ежегодного прироста новой органической массы над количеством ежегодно разлагающегося материала.

Интенсивность протекания обоих этих процессов зависит, с одной стороны, от гидрологического режима в верхних горизонтах почво-грунтов, с другой стороны, от температурного режима и продолжительности вегетационного периода.

Гидрологический режим поверхности суши, находящейся в естественном состоянии, определяется четырьмя главными факторами: климатом, рельефом поверхности, составом почв и гидрогеологическим строением местности. Температурный режим на поверхности суши и в почво-грунтах почти всецело определяется климатическими условиями. Совместное действие этих факторов в каждой точке земной поверхности создает те или другие, благоприятные или неблагоприятные, условия водного и теплового режима для процессов заболачивания.

Влияние климата находит отражение прежде всего в общей закономерности распространения болот по территории земной поверхности, в мощности торфяных отложений, в приуроченности болот в различных климатических зонах к разным элементам рельефа.

Степень заболоченности территории находится в прямой связи с соотношением элементов водного баланса.

В зоне избыточного увлажнения, где норма осадков значительно превышает норму испарения с суши, обуславливая более или менее постоянное увлажнение верхних горизонтов почв и грунтов, процессы болотообразования имеют наиболее широкое распространение. Болота представляют здесь основной элемент ландшафта, а болотообразовательный процесс может рассматриваться как характерный зональный признак.

В зоне избыточного увлажнения значительная часть влаги, не расходуемая с поверхности суши на испарение, должна удаляться путем стекания поверхностного и грунтового. При рав-

нинном рельефе с малыми уклонами отвод избытка влаги из поверхностных горизонтов почв и грунтов идет чрезвычайно медленно. Создаются обширные площади, переувлажненные застойными водами. В этой зоне болотообразование не наблюдается лишь в тех районах, в которых рельеф местности всхолмленный и имеется хорошо развитая речная сеть. В районах с равнинным рельефом и относительно редкой речной сетью, болота и заболоченные земли занимают большую часть территории обширных междуречных пространств, располагаясь не только в отрицательных элементах рельефа (понижениях местности, котловинах, долинах или оврагах), но покрывая также сплошными массивами и положительные элементы рельефа,

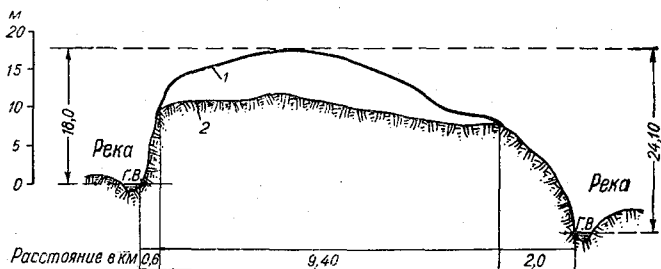


Рис. 1. Разрез через болотный массив, покрывающий водораздельные пространства между двумя крупными реками.
1 — поверхность болота, 2 — поверхность подстилающих минеральных грунтов.

включая и речные водоразделы. Характерный разрез через болотный массив водораздельных пространств представлен на рис. 1.

Примерами ландшафтов равнинных районов зоны избыточного увлажнения могут служить ландшафты Нарымского края (Западная Сибирь), описанные А. Я. Бронзовым (рис. 2). Болота покрывают здесь полностью междуречные пространства, первые и вторые террасы речных долин и поймы рек. Суходольные леса высокого бонитета занимают сравнительно узкие полосы, располагающиеся на склонах к речным долинам (так называемые «увалы»), имеющие повышенные уклоны поверхности и более низкое стояние грунтовых вод.

Зона неустойчивого увлажнения характеризуется значительно меньшим распространением болот. Здесь болотные массивы приурочены в основном к отрицательным элементам рельефа: к котловинообразным бессточным понижениям местности, оврагам, балкам, озерным котловинам и речным долинам. Избыточное увлажнение верхних горизонтов почв и грунтов, при условии повышенного испарения, может создаваться лишь за счет притока поверхностно сточных вод, благодаря выходу на поверх-

ность водоносных пластов или вообще близости к поверхности почвы уровней грунтовых вод в пониженных местах рельефа.

В зоне недостаточного увлажнения болота встречаются редко, как исключение, и располагаются всегда либо в поймах рек, либо в глубоких долинах и впадинах, где избыток влаги на поверхности создается или разливом речных вод, или выходящими на поверхность, глубоко залегающими грунтовыми водами.

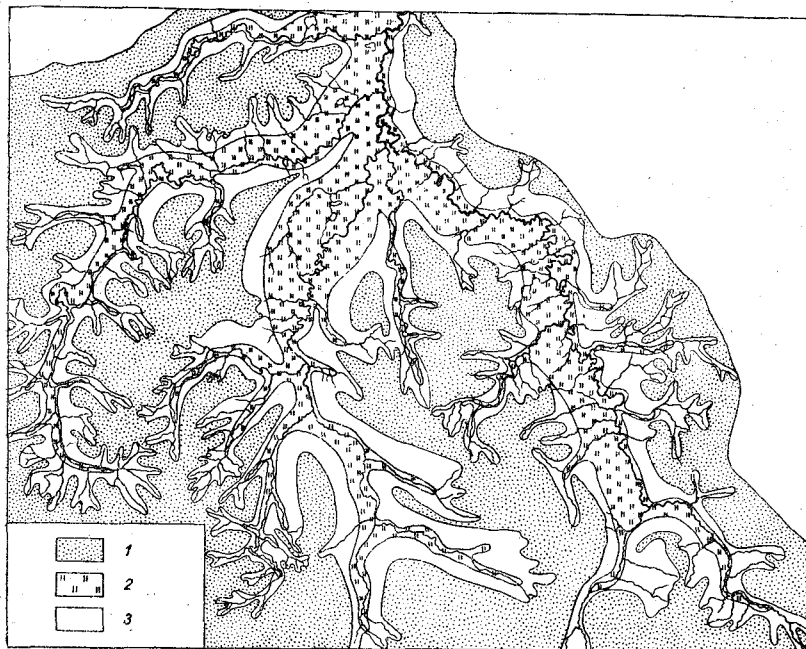


Рис. 2. Ландшафт районов сплошного заболачивания в зоне избыточного увлажнения (по А. Я. Бронзову).

1 — болота водораздельные, 2 — болота речных долин, 3 — незаболоченные территории.

Площади, занимаемые болотными массивами, в зоне недостаточного увлажнения незначительны.

В зонах с недостаточным и неустойчивым увлажнением болота не играют существенной роли в ландшафте и поэтому имеют меньшее значение в общем гидрологическом режиме территории.

Важнейшим климатическим фактором, влияющим на болотообразовательный процесс является, как уже указывалось, температурный режим. Влияя на скорость роста растений в вегетационный период, с одной стороны, и на быстроту процесса разложения органического материала отмирающей массы растений, с другой, — температуры воздуха и температуры почвы наряду с влажностью климата определяют интенсивность торфообразования. Поэтому средние мощности торфяных залежей болот

в разных климатических зонах находятся в зависимости не только от влажности климата, но и от температурного режима. Низкие температуры воздуха и почв, особенно в вегетационный период, не благоприятствуют росту растений. Годовой прирост растительной массы в условиях холодного климата невелик. С повышением среднегодовых температур и температур вегетационного периода, ежегодный прирост растительной массы увеличивается. Одновременно повышается и интенсивность процесса разложения органического материала. Следовательно, изменение температурного режима влияет на оба процесса, определяющие быстроту торфонакопления, в противоположных направлениях. Но изменения скорости прироста растительного материала и быстроты разложения его с изменением температурных условий происходят не в равной мере. Количественное соотношение этих процессов проявляется в изменении средних толщин торфяных отложений, прослеживаемом по мере перехода из районов с холодным арктическим и субарктическим климатом в зону умеренного климата и далее в зону субтропиков и тропиков. В зоне тундр толщина торфяных отложений болот очень мала. Например, согласно Н. Я. Кацу [18] для болот Сибирской Арктики она составляет всего лишь 25—30 см. Это в сущности не болота, а заболоченные земли.

По мере перехода к более южным районам средние толщины торфяных залежей постепенно увеличиваются. В северных районах лесной таежной зоны наиболее распространенные глубины торфяных залежей колеблются в пределах от 3 до 4 м. Наибольших толщин торфяные отложения достигают в центральной и южной полосах лесной зоны умеренного климата. Здесь максимальные толщины торфяных залежей нередко достигают 8—9 м, а в отдельных случаях превышают и эту величину. Особенно большие толщины имеют болотные массивы, залегающие в крупных озерных впадинах и бессточных понижениях рельефа, характерных для области конечноморенных ледниковых образований.

При дальнейшем продвижении к югу средние мощности торфяных отложений начинают вновь уменьшаться, потому что с повышением летних и среднегодовых температур при относительно сухом климате интенсивность распада органических остатков возрастает быстрее, чем увеличение ежегодного прироста растительного материала. Вследствие этого торфонакопление становится меньше.

При высоких температурах тропического климата процессы разложения и распада тканей отмирающей массы растений протекают настолько интенсивно, что огромный прирост растительной массы обычно компенсируется количеством разлагающегося материала даже в условиях весьма влажного климата. Поэтому, за исключением отдельных районов, обладающих местными специфическими особенностями, торфообразование в тропических странах не имеет широкого распространения.

Таким образом, при некотором определенном соотношении основных климатических факторов (температуры и влажности) и определяемой ими длительности вегетационного периода создаются оптимальные условия для накопления торфа и роста торфяных залежей. Эти оптимальные условия наблюдаются при умеренном и влажном климате, где болотообразовательный процесс достигает наибольшего развития и распространения.

§ 3. Сведения об элементах растительного покрова болот

Растительный покров болот представлен различными видами древесных, моховых, травяных и кустарничковых растений, произрастающих совместно в различных между собою сочетаниях. Всякое определенное постоянное сочетание различных видов растений, произрастающих на данном участке территории совместно, сложившееся в результате взаимодействия со средой обитания и между отдельными составляющими это сочетание видами растений и повторяющееся в сходных или одинаковых условиях местообитания называется в ботанике *фитоценозом*.

Фитоценоз, таким образом, представляет собой любое и в то же время вполне конкретное сочетание растений, свойственное данным условиям местообитания. Видовой состав растений, образующих данный фитоценоз, их количественное соотношение, принадлежность к различным ярусам растительности (например, к древесному ярусу, кустарничково-травяному, моховому) и распределение по площади определяют собою состав и структуру фитоценоза.

Различают просто и сложно построенные фитоценозы. Первые представляют собою сочетания растений одного и того же вида или нескольких видов, но составляющих один и тот же ярус растительности, например, моховой или травяной ярус. Вторые, сложные фитоценозы, имеют структуру, характеризующуюся либо сочетанием таких видов растений, которые принадлежат к различным ярусам, либо чередованием в пространстве достаточно малых участков, занятых различными по видовому составу сочетаниями растений, но закономерно повторяющимися.

В растительном покрове болот встречаются как простые, так и сложные фитоценозы.

Различные участки одного и того же болотного массива могут быть заняты разными типами фитоценозов, расположение которых на территории болота зависит от изменений как в пространстве, так и во времени водного режима, являющегося главным фактором, определяющим в условиях болот питание растительных организмов.

Изменение водного режима болота, связанное с развитием болота и торфонакоплением, происходит очень медленно и исчисляется сотнями и тысячами лет. Это дает возможность на каж-

103437
дый данный, относительно короткий период времени принимать, что расположение разных типов фитоценозов на территории болотного массива отражает только пространственные изменения водного режима отдельных частей болотного массива. Закономерности в расположении разных типов фитоценозов на территории болотного массива, отражая современный водный режим болота, могут характеризовать, таким образом, тип болотного массива на современной нам стадии его развития.

Для того чтобы характеризовать тот или другой тип фитоценоза, в ботанике употребляется термин *растительная ассоциация*. Под растительной ассоциацией обычно разумеют наиболее мелкую единицу растительного покрова болот.

По определению В. Н. Сукачева, растительная ассоциация (или тип фитоценоза) представляет собой сочетание растений, характеризующееся определенным однородным флористическим составом, обладающее одинаковыми свойствами, одинаковой структурой и имеющее однородный характер взаимосвязей как между растениями, так и растений со средой.

Таким образом, тип фитоценоза или растительная ассоциация отражает условия среды, в которой произрастает данное сочетание растений. Так как в условиях болот к основным факторам, характеризующим среду, относится *гидрологический режим*, определяющий водное и минеральное питание растений, количество кислорода, подводимое к корневым системам растений, различные растительные ассоциации являются показателем водного режима, имеющего место на том или другом участке болота. В этом смысле изучение болотных растительных ассоциаций представляет для гидролога значительный интерес и является весьма важным.

В тех случаях, когда на территории болотных массивов встречается расчлененный микрорельеф поверхности, условия водного режима на повышенных и пониженных элементах микрорельефа, определяющие условия питания растений, и соответствующие им растительные ассоциации оказываются различными.

В этом случае говорят о комплексе ассоциаций, представляющем собой сочетание двух или больше ассоциаций, закономерно повторяющихся на определенном участке болотного массива. Очевидно, что определенный комплекс растительных ассоциаций, так же как и ассоциация, отражая вполне закономерное чередование изменений среды, должен соответствовать вполне определенным условиям водного и минерального режима, т. е. отражать тип гидрологического режима на том или другом участке болотного массива.

С. Н. Тюремнов отмечает [40], что растительный покров болот изучен далеко недостаточно, чтобы для болот различных географических и климатических зон возможно было построить вполне разработанную классификацию типов болотных фитоце-

нозов. Эта задача в геоботанике еще далеко не разрешена, особенно для болот различных физико-географических районов.

Слабо изучена растительность болот севера, в частности Восточной Сибири. Это не дает возможности пока построить классификацию растительного покрова этих болот и выделить для них различные классификационные единицы болотных фитоценозов, как это сделано для болот других, более южных районов.

С гидрологической точки зрения при характеристике физических свойств растительного покрова болот, с которыми связан водный режим, наиболее целесообразно в качестве основных классификационных единиц растительного покрова принимать растительную ассоциацию и комплекс ассоциаций, так как эти единицы, с одной стороны, достаточно четко обособляются в пределах болотного массива, а с другой, — позволяют различать достаточно тонкие вариации в растительном покрове болот. Это дает возможность практически использовать закономерности в расположении элементов растительного покрова болот на территории болотных массивов при изучении водного режима болотных массивов и при гидрологических расчетах.

Следует заметить, что вопрос о необходимой для задач гидрологии степени дробности в подразделении растительного покрова болот (в частности необходимости деления на ассоциации или более крупные единицы) не может считаться решенным; он зависит во многом от поставленной цели в изучении гидрологического режима и допустимых пределов изменений водных свойств растительных горизонтов торфяной залежи. Изучение этого важнейшего вопроса для гидрологии болот и экологии болотных растений еще только начинается; многие вопросы о связи водно-физических свойств растительных горизонтов торфозалежей с составом и строением болотных фитоценозов остаются пока открытыми.

Существующие классификации растительного покрова болот (Ю. Д. Цинзерлинга, Р. И. Аболина и др.), исходящие в основном из чисто ботанических принципов, в полной мере не отвечают гидрологическим задачам. Они являются слишком общими для возможности установления связи основных физических свойств субстрата верхнего слоя залежи и растительного покрова болота с составом и строением фитоценозов.

Поэтому в настоящее время при установлении связи между гидрологическими свойствами болотных массивов и характером болотной растительности приходится основываться не на строгой, последовательно построенной классификации типов болотных фитоценозов, а класть в основу изучения водного режима понятие о болотном *микроландшафте*, или *фации*. Под микроландшафтом разумеется однородный по характеру растительного покрова и микрорельефу поверхности участок болота, занятый какой-либо одной растительной ассоциацией, или группой близ-

ких по флористическому составу и строению растительных ассоциаций или, наконец, комплексом ассоциаций.

Но, прежде чем перейти к рассмотрению различных типов болотных микроландшафтов и характеризующих их растительных ассоциаций, необходимо кратко рассмотреть основные виды растений, составляющих растительный покров болот и служащих материалом, из которого идет образование и отложение различных видов торфов.

Растительность болот, как отмечалось, представлена мхами, древесными и травянистыми растениями, кустарниками и кустарничками, которые, находясь в различных условиях минерализации болотных грунтовых вод, проточности и увлажненности, образуют различные типы болотных фитоценозов, характеризующиеся преобладанием того или другого типа растительности.

Моховая растительность болот в основном сложена мхами, принадлежащими к следующим четырем семействам: *Hypnaceae*, *Meeseceae*, *Polytrichaceae*, относящимся к порядку зеленых, или бурых, мхов, и *Sphagnaceae*, относящиеся к порядку сфагновых, или белых, торфяных мхов.

Зеленые мхи составляют моховой покров болот или отдельных участков их, питающихся грунтовыми водами с достаточно высоким содержанием растворенных минеральных соединений.

Встречающиеся на болотах зеленые мхи представлены значительным количеством видов. Наибольшее число видов принадлежит к семейству гипновых мхов (*Hypnaceae*), благодаря чему моховой покров болот, состоящий из различных видов зеленых мхов, называют часто *гипновым моховым покровом*.

Наиболее распространенными видами зеленых мхов из семейства *Hypnaceae*, произрастающих на болотах, являются *Drepanocladus vernicosus*, *D. fluitans*, *D. aduncus*, *D. sendtneri*, *Acrocladum cuspidatum*, *Calliergon stramineum*, *C. giganteum*, *Scorpidium scorpidioides*, из семейства *Polytrichaceae* — *P. strictum*, *P. commune*, или кукушкин лен (рис. 3).

Сфагновые мхи в отличие от гипновых произрастают не только в условиях минерализованных, но и в условиях слабо минерализованных и даже почти полностью лишенных растворенных минеральных солей вод на болотах с атмосферным или преимущественно атмосферным питанием. На последних сфагновые мхи различных видов представляют господствующий тип растительного покрова.

Наиболее распространенными видами сфагновых мхов, занимающих на болотах атмосферного питания обширные площади, являются сфагнум бурый (*Sphagnum fuscum*), сфагнум магелланский (*Sph. magellanicum*), сфагнум Дузена (*Sph. Dusenii*), сфагнум узколистный (*Sph. angustifolium*), сфагнум остроконечный (*Sph. cuspidatum*), сфагнум балтийский (*Sph. balticum*), сфагнум красноватый (*Sph. rubellum*) (рис. 4). В условиях повышенной минерализации болотных вод встречаются сфагнум Варнс-

торфа (*Sph. Warnstorffii*), сфагнум гладкий (*Sph. téres*), сфагнум заостренный (*Sph. apiculátum*), сфагнум тупой (*Sph. obtusum*), сфагнум однобокий (*Sph. subsecúndum*), сфагнум скрученный (*Sph. contórtum*), сфагнум папиллозный (*Sph. papillosum*), сфагнум центральный (*Sph. centrale*), сфагнум оттопыренный (*Sph. squarrósum*) и другие менее распространенные (рис. 4).

Местообитание и распространенность мхов зависят от условий увлажнения среды. Сфагнум Дузена и сфагнум остроконечный,

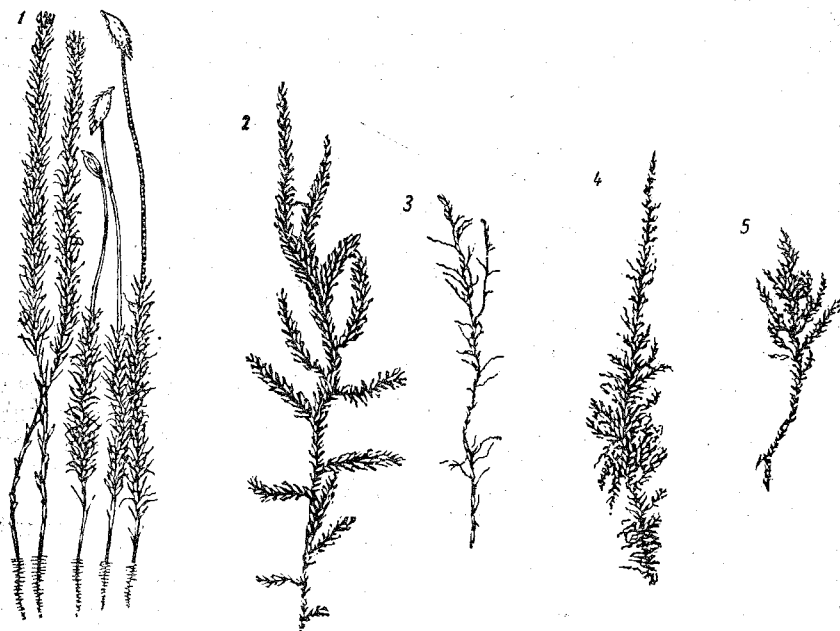


Рис. 3. Виды зеленых мхов, произрастающих на болотах богатого грунтового питания.

1 — кукушкин лен (*Polytrichum commune*), 2 — *Scorpidium scorpioides*, 3 — *Drepanocladus vernicosus*, 4 — *Calliergon giganteum*, 5 — *Drepanocladus fluitans*.

например, растут погруженными большей частью своего стебля в воду и характерны для сильно обводненных участков болот, на которых пониженные элементы микрорельефа, называемые *мочажинами* или *западинами*, имеют частично открытую водную поверхность. Моховой покров в таких мочажинах слабо сомкнутый и находится частично на плаву. Сфагнум узколистный, сфагнум тупой и сфагнум однобокий характерны для менее увлажненных участков. Последние встречаются на пониженных элементах микрорельефа болот, но при более низком стоянии уровней грунтовых вод; иногда растут на кочках и грядах. Повышенные элементы микрорельефа болот (кочки, гряды) при значи-

тельном расстоянии уровней грунтовых вод от их поверхности
обычно заняты моховым покровом из сфагнома бурого и сфаг-

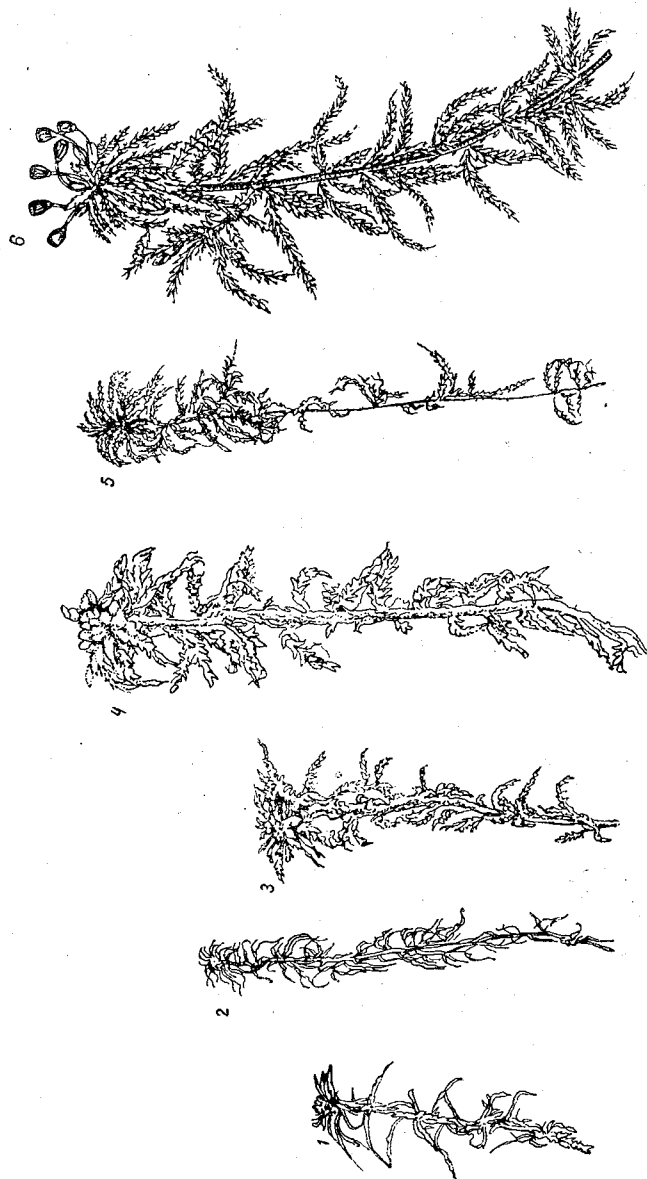


Рис. 4. Виды сфагновых мхов, произрастающих на болотах атмосферного и грунтового питания.
1 — сфагнум гладкий (*Sph. tères*), 2 — сфагнум бурый (*Sph. fuscum*), 3 — сфагнум магелланский (*Sph. magellanicum*),
4 — сфагнум центральный (*Sph. centrale*), 5 — сфагнум Дузена (*Sph. Dusenii*), 6 — сфагнум остроконый (*Sph. cuspidatum*).

нума магелланского в условиях слабо минерализованных вод
и из сфагнома Варнсторфа, сфагнома центрального, сфагнома
симбифолиума в условиях повышенной минерализации вод.

Древесная растительность болот состоит из представителей семейств еловых и березовых.

К семейству еловых, произрастающих на болотах, относятся сосна обыкновенная, ель обыкновенная, сибирский кедр, лиственница сибирская и лиственница даурская. Наиболее хорошо приспособлены к условиям произрастания на болотах с бедным водно-минеральным питанием кедр, лиственница и сосна. Последние породы составляют древесный ярус на болотах там, где другие породы деревьев не выдерживают застойности увлажнения, повышенной кислотности и недостатка минеральных солей в субстрате. Сосна широко распространена на болотах Европейской территории СССР; кедр и лиственница — на болотах Азиатской территории СССР. При этом, как указывает С. Н. Тюрмнов [40], кедр и лиственница, обладая способностью давать придаточные корни в нижней части ствола, лучше сосны приспособлены к произрастанию на сфагновых болотах, не гибнут подобно сосне преждевременно, а достигают своего предельного возраста (300—400 лет).

Сосна, лиственница и кедр встречаются на болотах в различных формах, представляющих разную степень угнетенности в зависимости от условий питания. Степень угнетенности древесных растений на болотах, характеризующая условия водно-минерального питания и обмена (проточности) воды, внешне выражается в малой высоте деревьев, значительно не достигающей нормального роста дерева, в недоразвитости кроны вследствие преждевременного отмирания нижних веток, в чрезвычайно медленном росте дерева в высоту и малом ежегодном приросте древесины по толщине ствола. В условиях сильного увлажнения, застойной воды и закисленного субстрата угнетенная сосна на болотах имеет предельную высоту 1—1,5 м. На рис. 5 представлены различные формы угнетенной болотной сосны, встречающейся на болотах севера и северо-запада Европейской территории СССР.

Ель значительно хуже переносит избыток влаги и застойность воды. Поэтому она встречается на болотах лишь в условиях повышенной минерализации и наличия проточности вод, занимая, как правило, незначительные площади и располагаясь в основном на окраинах крупных массивов по границам с суходолами и на заболачивающихся суходолах.

Из семейства березовых на болотах произрастает береза и ольха. Ольха черная, береза приземистая и береза пушистая составляют древесную растительность на болотах с богатым водно-минеральным питанием. Из них наиболее требовательна к условиям водно-минерального питания ольха черная, которая на болотах речного и богатого грунтового питания образует большие заросли и может занимать обширные площади.

Участки болотных массивов, покрытых чистыми зарослями черной ольхи, часто называются *черноольшаниками*.

Ольха серая встречается на окраинах крупных болотных массивов, в поймах ручьев и рек и в ложбинах, окаймляющих массивы. Существует в условиях весьма сильного увлажнения при

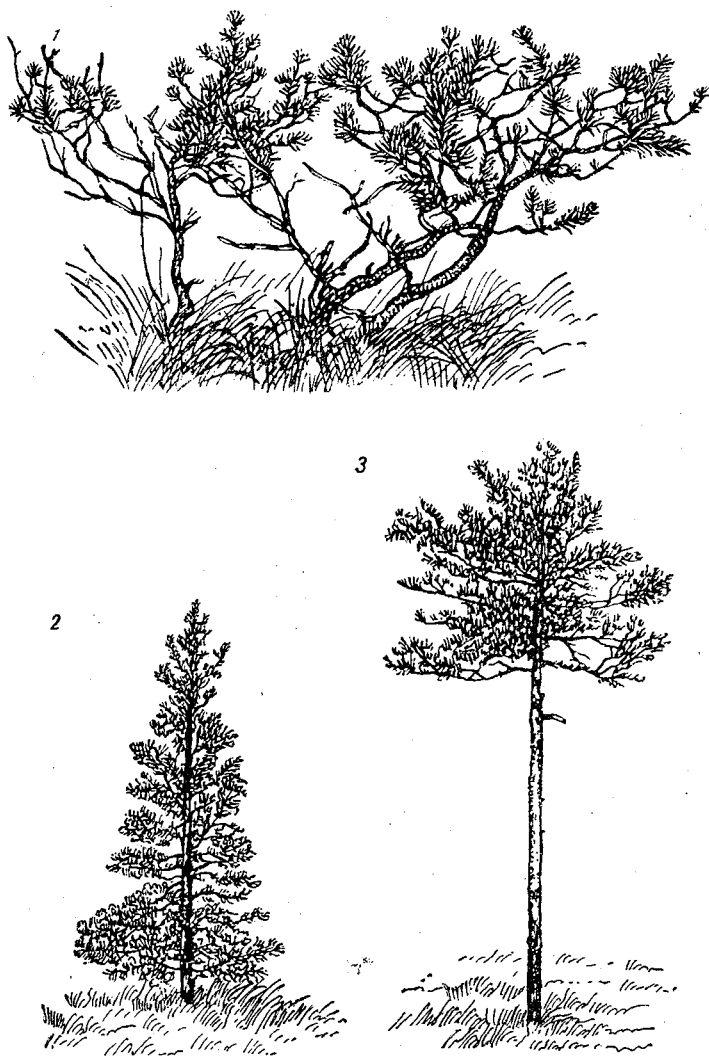


Рис. 5. Формы угнетенной болотной сосны.
1 — форма *pitula*, 2 — форма *Willkommii*, 3 — форма *Litwiewii*.

хорошей проточности воды. В зарослях серой ольхи значительную часть года, весной и осенью, уровень воды стоит выше поверхности болота.

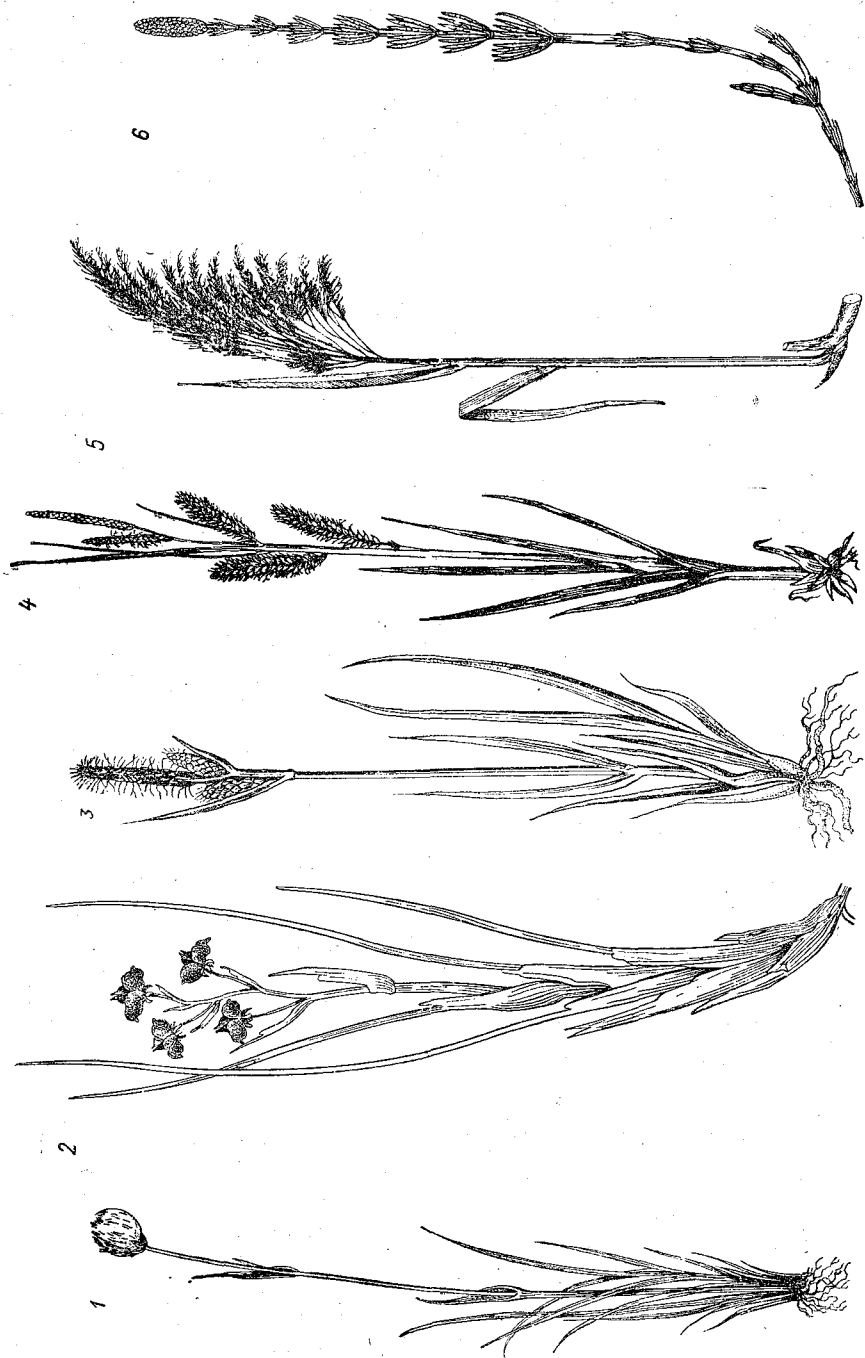


Рис. 6. Травяная растительность болот.

1 — пушица влагалищная, 2 — шейхерия, 3 — осока дернистая, 4 — осока бутылчатая, 5 — тростник обыкновенный, 6 — хвощ болотный.

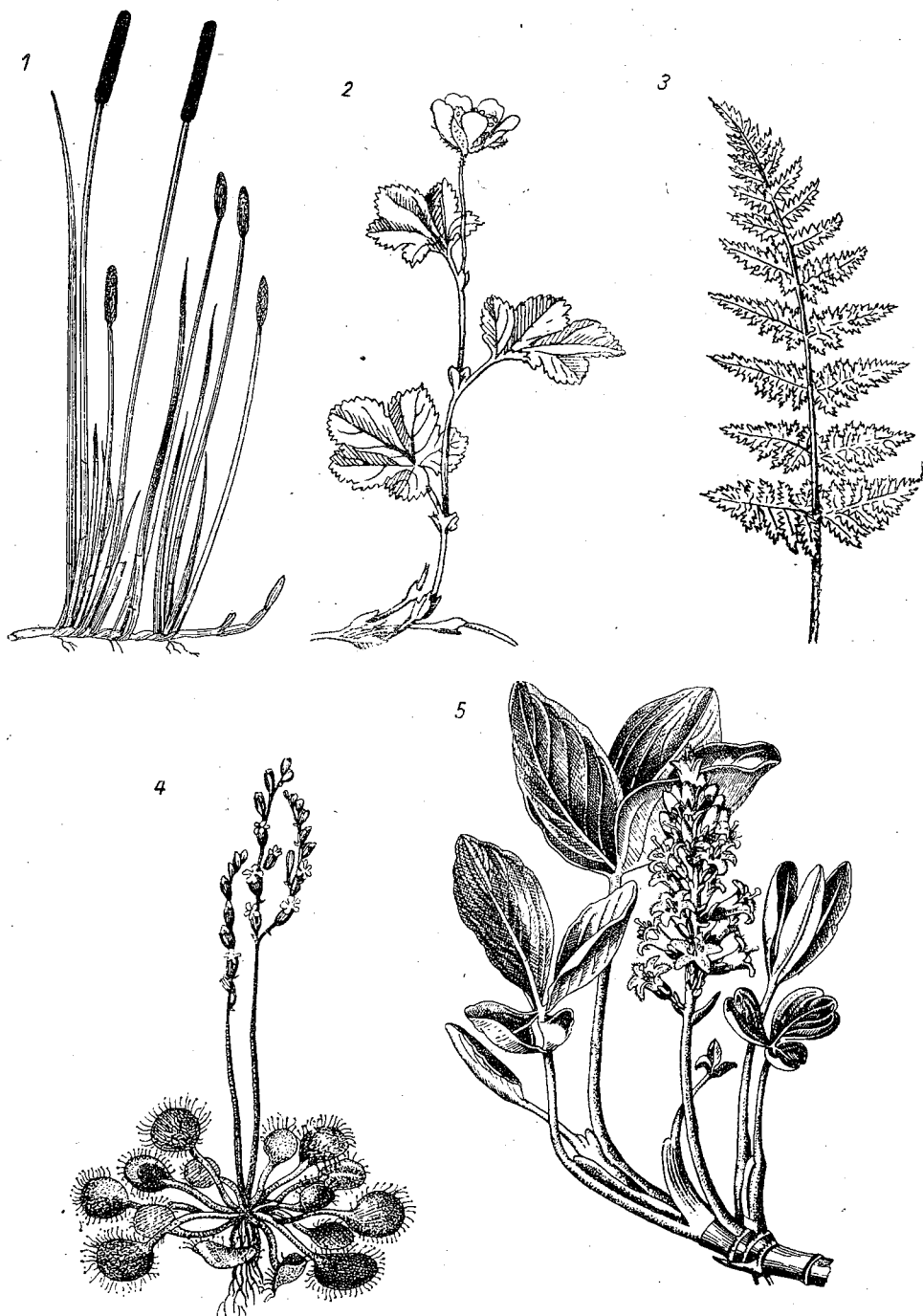


Рис. 7. Травянистая растительность болот.

1 — камыш, 2 — морощка, 3 — папоротник болотный, 4 — росянка, 5 — вахта.

Травяная растительность болот (рис. 6 и 7) сложена представителями семейств осоковых, злаковых, ситниковых (относящихся к классу цветковых однодольных растений), хвощами и папоротниками, а также некоторыми наиболее распространенными на болотах видами растений, относящимися к классу цветковых двудольных (вахта, росянка, морощка, сабельник и др.).

Из семейства осоковых весьма большое распространение на болотах имеют осоки и пушицы; на сравнительно небольших площадях болот произрастают также камыш и очеретник. Наиболее требовательными к условиям водно-минерального питания среди семейства осоковых являются осоки. За исключением одного вида осоки (осоки топяной), которая распространена на болотах с атмосферным питанием, все остальные виды осок (осока бутылчатая, осока дернистая, осока своеобразная и др.) произрастают на участках болот с более или менее сильно минерализованными водами.

Пушица является также весьма распространенным болотным травянистым растением. Встречается на болотах как в условиях чисто атмосферного питания (пушица влагалистная), так и на участках болот с минерализованными водами (пушица широколистная, пушица узколистная).

Среди камышей имеются виды, требовательные и нетребовательные к условиям водно-минерального питания; на болотах встречается только один вид камыша — камыш болотный. Наличие в болотной растительности камыша свидетельствует о проточности вод на данном участке болота, так как последний произрастает в условиях обильного увлажнения проточными водами.

Очеретник белый произрастает на участках болот с атмосферным питанием и слабой минерализацией вод. К условиям водно-минерального питания не требователен. Имеет весьма ограниченное распространение, встречается главным образом на болотах северных районов СССР.

Из семейства осоковых еще значительное распространение имеет на болотах севера Европейской территории СССР (в Архангельской обл., Карелии) пухонос дернистый. Встречается как в условиях атмосферного питания, так и в условиях минерализованных вод.

Из семейства злаковых на болотах имеют распространение тростник обыкновенный и вейник. Тростник и один из видов вейника весьма требовательны к минеральному питанию, произрастают на участках болот с мелкой торфяной залежью в условиях богато минерализованных вод, имеют широкое распространение на болотах с речным (намывным) питанием, где они часто образуют сплошные заросли, занимающие обширные площади.

Семейство ситниковых представлено на болотах одним растением — шейхцерией. Это растение к условиям минерального

питания нетребовательно. Является весьма распространенным как на участках болот с атмосферным питанием, так и со слабо минерализованными водами. Произрастает в сильно обводненных, имеющих часто открытую водную поверхность мочажинах и западинах.

Из цветковых двудольных растений вахта и сабельник произрастают в условиях богатого водно-минерального питания при хорошей проточности вод.

Роснянка, морощка и некоторые другие виды характерны для болот с атмосферным питанием и слабо проточными водами.

Хвощи и папоротники весьма требовательны к условиям водно-минерального питания. Произрастают на сильно увлажненных, топяных участках болотных массивов с проточными водами при наличии повышенной минерализации. Хвощевые и папоротниковые заросли занимают обычно небольшие по площади участки, расположенные большей частью вблизи минеральных островов, среди болот или в прибрежных топях при выходе минерализованных вод.

К кустарниковой растительности на болотах относят различные виды ив, мелких берез (карликовая береза, береза приземистая). Рябина, крушина и черемуха встречаются в виде примесей на лесных болотах и заболоченных землях с богатым минеральным питанием и относительно небольшим увлажнением.

Ива лапландская, ива черничная и тальник ползучий характерны для участков болот сильно обводненных с грунтовым питанием, хорошей проточностью и более или менее минерализованными водами. Высота этих кустарников обычно менее 1 м. На пойменных болотах речных долин встречается также ива пепельная, достигающая высоты 2—3 м.

Наименее требовательна к условиям питания береза карликовая, встречающаяся на болотах с атмосферным питанием при наличии повышенной проточности вод.

Кустарничковая растительность болот (рис. 8 и 9) сложена представителями семейств вересковых и водяниковых. Относящиеся к ним виды болотных растений имеют мелкие плотные кожистые листья и деревянистые стебли. Общий облик этих растений напоминает кустарники небольших размеров. Высота их колеблется от 15—20 до 50 см. Поэтому они выделены в особую группу болотной растительности, названную кустарничковой растительностью.

К семейству вересковых относится ряд наиболее распространенных болотных кустарничков (багульник, кассандра, подбел, вереск, голубика, клюква), произрастающих преимущественно на болотах атмосферного питания и составляющих для них характерную кустарничково-болотную растительность.

На болотах севера с атмосферным питанием и в тундре широко распространены различные виды водяники (водяника



Рис. 8. Кустарничковая растительность болот.
1 — багульник болотный, 2 — голубика, 3 — клюква.

черная и др.), представляющие собой болотные кустарнички с лежачим стеблем длиной до 40 см.

В дальнейшем, характеризуя определенную группу ассоциаций болотных фитоценозов, будем придерживаться следующего, если и не общепринятого, то во всяком случае достаточно распространенного в литературе правила: на первое место будем ставить название растения эдификатора, т. е. растения, которое создает и определяет характер местообитания, или среду, для остальных видов растений, входящих в ассоциацию; затем в название ассоциации будет включать в последовательном порядке



Рис. 9. Кустарничковая растительность болот.

1 — вереск, 2 — подбел.

наименования растений доминантов, т. е. преобладающих по количеству в растительном покрове, в порядке убывания их значимости.

Так, например, ассоциации, в которых растениями эдификаторами являются сфагновые мхи, а сосны и болотные кустарнички играют последовательно подчиненную роль, являясь доминантами, т. е. преобладающими среди других видов растений, составляющих данный фитоценоз, будем называть *сфагново-сосново-кустарничковыми ассоциациями*; соответственно, если эдификатором являлась бы сосна, а доминантом кустарнички, то такие ассоциации следовало бы назвать *сосново-кустарничковыми ассоциациями* и т. д.

Болотные фитоценозы различают прежде всего по условиям водно-минерального питания растений, составляющих растительный покров болот.

Фитоценозы, слагающиеся при богатом водно-минеральном питании, представляют собой так называемую *евтрофную* болотную растительность, т. е. растительность, состоящую из различных сочетаний растений, требовательных к условиям водно-минерального режима.

Фитоценозы, слагающиеся на болотах в условиях бедного водно-минерального питания, при атмосферном питании и весьма слабой проточности вод, составляют так называемую *олиготрофную* болотную растительность, т. е. растительность, не требовательную к условиям водно-минерального питания. Выделяют еще мезотрофную болотную растительность, объединяющую болотные фитоценозы, складывающиеся из растений, мало требовательных к минерализации болотных вод и произрастающих при обедненных минеральными солями водах в условиях средней и слабой проточности.

Евтрофная, мезотрофная и олиготрофная растительность болот называется также соответственно низинной, переходной и верховой растительностью.

Эти термины в применении к характеру болотной растительности сложились исторически. Низинными и верховыми болотами в литературе назывались вначале болота, залегающие на пониженных и повышенных элементах рельефа местности. Низинным болотам, имеющим плоский или вогнутый рельеф поверхности самого болота, более тонкую торфяную залежь и залегающим в понижениях местности, обычно свойственны повышенная минерализация питающих их грунтовых вод и произрастание на них требовательной к условиям питания (евтрофной) растительности.

В верховых болотах, располагающихся на повышенных участках местности и характеризующихся выпуклой формой поверхности, преобладающим видом питания является атмосферное. Воды, заключенные в торфяной залежи таких болот, почти не минерализованы и растительность их слагается в основном из олиготрофных фитоценозов.

Растительность этих различных по характеру водно-минерального питания типов болот получила название растительности низинной и верховой, а фитоценозы, свойственные болотам, занимающим промежуточное положение по характеру залегания их на местности (между низинными и верховыми) и по богатству вод минеральными солями, — растительности переходной.

В настоящее время термины низинные, верховые и переходные болота приобрели в болотоведческой и торфоведческой литературе значительно более широкий смысл. Каждым из них обозначается фактически обширный класс болотных массивов или отдельных участков их, общей чертой которых является одинаковый характер питания болотной растительности и один и тот же тип торфов, слагающих торфяную залежь.

§ 4. Принципы классификации болот

В основу существующих многочисленных классификаций болот исследователями были положены разные исходные принципы.

Все предложенные классификации болот можно разбить на шесть основных групп.

К первой группе относятся классификации болот, основывающиеся на топографических признаках и различающие болота по форме рельефа их поверхности и по характеру залегания их на местности.

Ко второй группе принадлежат классификации, в основу которых положены признаки увлаженности и характера водного питания болот.

Третью группу составляют классификации, основанные на рассмотрении растительного покрова болот.

К четвертой группе принадлежат так называемые генетические классификации.

В пятую группу выделяют классификации, основным признаком которых является степень богатства болотных вод и торфяных отложений питательными веществами.

К шестой группе относят классификации, основывающиеся на характере микрорельефа болот.

Современные авторы, при построении классификации болот, обычно не ограничиваются каким-либо одним показателем, а учитывают ряд признаков, связанных с основным классификационным признаком. Большинство существующих классификаций болот практически не нашло себе применения в гидрологических исследованиях болот. Вследствие отсутствия достаточно ясного отражения в них взаимозависимости между основными классификационными признаками и водным режимом болот, они не могли служить основой для разработки теории расчета гидрологических элементов болот и методики гидрологических исследований болот.

Р. И. Аболин о принципах классификации болот писал: «Нельзя характеризовать и вполне оценить сложное и многогранное явление природы на основании какого-либо одного признака, хотя бы даже и растительности — этого чуткого реагента на среду». Он утверждал, что классификация болот должна учитывать все главные стороны, присущие болотам как природным образованиям. «Наиболее яркими, выступающими на первый план принципами при этом будут, — указывал он, — состав и характер растительности, водный режим, химизм, физические свойства торфа, топография болота, мощность торфа, история развития или генезис».

Современная научная мысль в области построения классификации болот работает именно в этом, совершенно правильно указанном Р. И. Аболиным направлении.

Работами целого ряда советских болотоведов — Ю. Д. Цинзерлингом, Н. Я. Кацем, Матюшенко, А. Я. Бронзовым, В. С. Доктуровским, И. Д. Богдановской, Е. А. Галкиной, С. Н. Тюремновым и др. — в 30 и 40-х годах заложены новые основы для построения классификации болот, охватывающей все существенные стороны процесса болотообразования, определяющие тот или другой тип болот. Основой этого нового подхода к построению классификации болот является рассмотрение болот как элемента географической среды, возникновение и развитие которого является результатом сложного взаимодействия гидрологических, биохимических и механических процессов. Естественно при этом, что процессы, протекающие в самом болотном массиве, тесным образом связаны с процессами, происходящими на окружающих болотные массивы суходольных территориях, от водного режима которых зависят и условия водного питания болот и условия стекания вод с болотных массивов.

Таким образом, различные типы наблюдаемых нами болот представляют собой различные стадии в развитии болотного массива, складывающиеся в разных климатических, геоморфологических и гидрогеологических условиях. Отсюда вытекает и общая схема построения классификации болот. Каждому географическому району, характеризующемуся определенными климатическими, геоморфологическими и гидрогеологическими условиями должен соответствовать определенный ход развития болотных массивов.

Следовательно, для каждого географического района должен существовать свой ряд типов болотных массивов, являющихся выражением различных стадий в развитии болота в данных физико-географических условиях.

В настоящее время не существует общей классификации болот для всех географических районов, построенной по этому принципу. Этого не позволяет пока сделать еще недостаточная изученность болот в целом ряде географических районов. В то же время исследовательская работа в области построения классификации болот идет именно в этом направлении.

Не имея возможности на данном этапе классифицировать болота различных географических районов в строгом соответствии с изложенным принципом, для практических целей гидрологии в основу классификации болот следует положить пока 3 основных признака, которыми определяется водный режим болота:

- 1) геоморфологические условия залегания болотных массивов и связанные с ними условия водного питания болотных массивов;

- 2) рельеф поверхности болотных массивов, определяющий условия стекания вод и степень проточности их;

- 3) растительный покров и закономерности в распределении его по территории болотных массивов.

§ 5. Разделение болот по геоморфологическим условиям залегания и водному питанию

По условиям залегания в рельефе местности большинство наиболее распространенных болотных массивов можно разделить на 2 основные группы:

Группа I. Болота водораздельных междуречных пространств.

Группа II. Болота речных долин.

В состав группы I входят болотные массивы:

- 1) водораздельные плакорного залегания;
- 2) водораздельно-склоновые плакорного залегания;
- 3) котловинного залегания;

В группу II входят болотные массивы:

- 1) пойменные;
- 2) притеррасные и располагающиеся у подножий крутых склонов;
- 3) староречий.

Болота *водораздельные плакорного залегания* характеризуются тем, что они располагаются на местности в наиболее высоких точках речных водоразделов, с них воды стекают в различных направлениях, поступая в разные речные бассейны. Профили и план таких болотных массивов представлены на рис. 1, 10 и в приложении II.

Болота *водораздельно-склоновые* располагаются обычно на пологих склонах междуречных пространств. Такие болотные массивы часто занимают водоразделы между двумя притоками главной реки, являясь по отношению к последней водораздельно-склоновыми.

На этих болотных массивах воды могут стекать в зависимости от рельефа и положения массива либо в направлении общего склона в один водоприемник, либо в направлении склона к главной реке и в направлении обоих притоков, по отношению к которым массив занимает водораздельное положение.

Примером такого болотного массива может служить система, представленная в приложении I.

Для болот *котловинного залегания*, расположенных на междуречных водораздельных пространствах, характерно наличие стекания вод к болотному массиву со склонов котловины, окружающих болото. Такие массивы могут быть расположены в полностью замкнутых и бессточных котловинах, в понижениях проточного характера, а также в котловинах, из которых имеется сток вод по одному или нескольким ручьям водоприемникам при отсутствии впадающих ручьев. Болотные массивы котловинного залегания являются одними из наиболее распространенных (см. рис. 24 и 29).

Пойменные болотные массивы, покрывающие целиком широкие поймы рек, характеризуются тем, что стекание вод с таких массивов происходит по всему фронту дренирования их рекой.

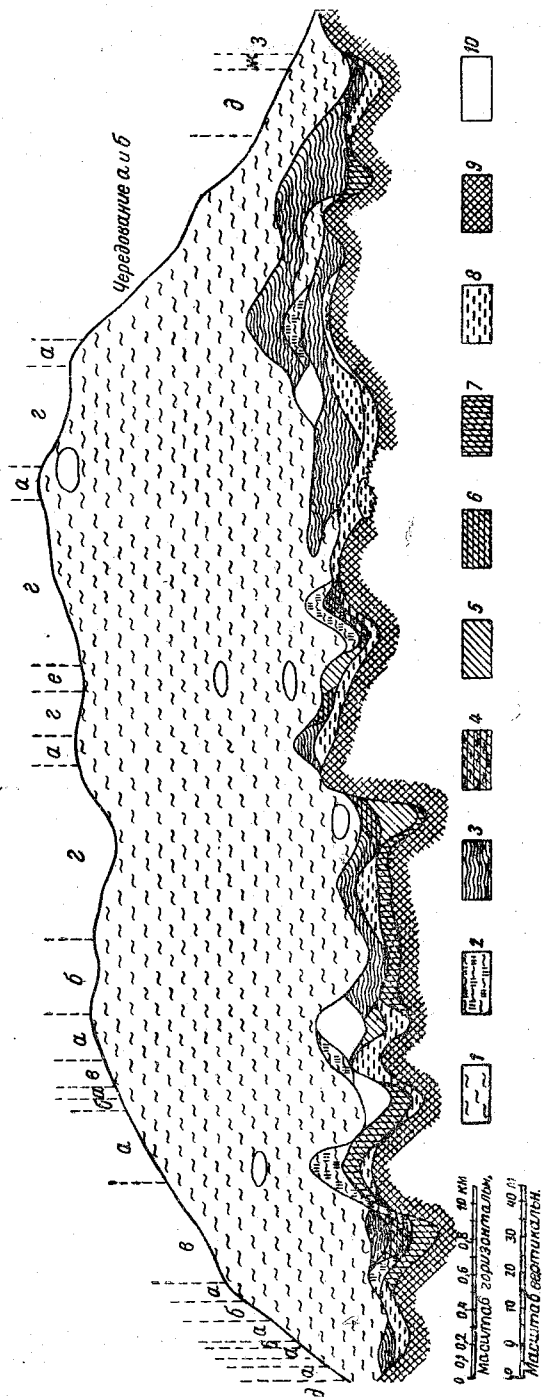


Рис. 10. Профиль системы, образовавшейся путем соединения болотных массивов на ранних стадиях развития (по А. Я. Бронзову).

а — сосново-кустарничковый комплекс, б — мочажинный комплекс, в — мочажинный комплекс с редкими мелкими озерами, г — озерный комплекс, д — галля, е — вторичная галля, ж — окраино-мочажинный комплекс, з — заболоченный сосновый комплекс, и — сфагновый торф, к — шейхериево-сфагновый, л — пушицево-сфагновый, м — пушицево-осоково-пушицевый, н — сфагново-осоково-пушицевый, о — осокосый, п — пушицево-осоково-пушицевый, р — древесно-осоковый, с — древесный, т — минеральный грунт, у — внутризалежные линзы воды, ф — минеральный грунт, х — минеральный грунт, ц — минеральный грунт, ч — минеральный грунт, ш — минеральный грунт, щ — минеральный грунт, ъ — минеральный грунт, ы — минеральный грунт, ь — минеральный грунт, э — минеральный грунт, ю — минеральный грунт, я — минеральный грунт.

Эти массивы имеют или совершенно горизонтальную поверхность (сравнительно редкий случай), или слабо наклонную в сторону русла реки. Характерными примерами таких массивов могут служить пойменные болотные массивы Полесья (рис. 11), а также многих крупных рек Западной Сибири, например, р. Оби в среднем и нижнем ее течении, ее притоков — рр. Васюган, Нарым, Чежапка и др. (рис. 12).

Притеррасные болотные массивы отличаются от пойменных тем, что в силу своего более высокого залегания по отношению к уровню воды в реке они не подвергаются периодическим заливаниям речными водами в период половодья или паводков. При

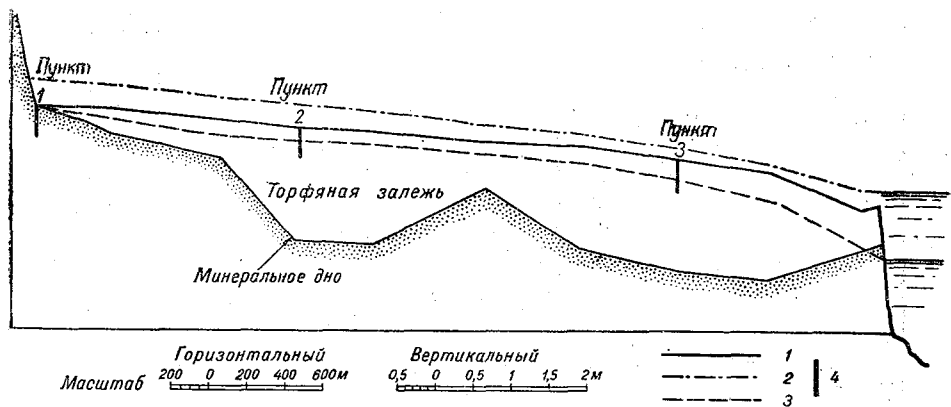


Рис. 11. Профиль пойменного болотного массива.

1 — поверхность болота, 2 — профиль максимального уровня грунтовых вод, 3 — профиль минимальных горизонтов грунтовых вод, 4 — пункты наблюдений за уровнями грунтовых вод.

широких и плоских террасах такие болотные массивы имеют плакорное залегание. В ряде других случаев притеррасные массивы залегают на склонах террас, во впадинах или в притеррасных понижениях.

Болотные массивы староречий занимают, как правило, небольшие площади. Поэтому под болотными массивами речных долин будем подразумевать два основных типа этих массивов: массивы пойменного залегания и притеррасные массивы плакорного залегания. Последние хорошо выражены, например, по А. Я. Бронзову, на равнинных реках Западной Сибири, где отдельные террасы имеют ширину до нескольких километров и занимают большие площади (рис. 12).

Водное питание болотного массива зависит от условий залегания его в рельефе и от рельефа поверхности самого болотного массива.

Водораздельные массивы плакорного залегания в силу своего положения на наивысших точках местности полностью или почти

полностью лишены грунтового питания, и атмосферное питание является для них или единственным или основным источником в зависимости от рельефа поверхности самого массива. Водораздельно-склоновые массивы плакорного залегания в качестве основного источника питания имеют также атмосферные воды. Но на отдельных пониженных участках этих массивов часто наблюдаются транзитные фильтрационные потоки, проходящие через болото в сторону общего склона местности. Питание таких транзитных потоков, представляющих собой проточные топи, идет

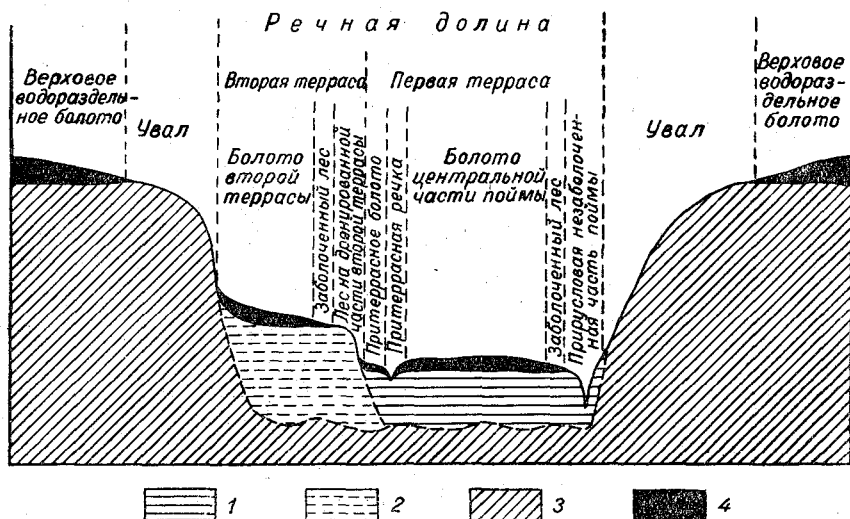


Рис. 12. Схематический поперечный профиль долины реки с пойменными и притеррасными болотными массивами (по А. Бронзову).

1 — аллювиальные отложения первой террасы, 2 — аллювиальные отложения второй террасы, 3 — постплиоценовые аллювиальные отложения, 4 — торф.

как за счет атмосферных вод, так и за счет поверхностных вод, стекающих к массиву со стороны более возвышенных, но обычно достаточно плоских участков суходолов. Роль поверхностных вод, как правило, невелика в общем питании массива.

При котловинном залегании массива могут иметь место различные случаи. При неглубоких впадинах и отсутствии выклинивающихся водоносных пластов болотные массивы имеют атмосферное плюс поверхностносточное питание. Однако роль последнего в общем балансе прихода влаги к массиву возрастает в сравнении с массивами водораздельно-склоновыми. При глубоких котловинах и долинах водоносные горизонты, выходящие на склонах на поверхность, могут отдавать значительное количество воды и в этом случае доля грунтового питания может составлять большую величину в общем питании болотного массива. В зонах

же неустойчивого и недостаточного увлажнения грунтовое питание является основным видом питания болотных массивов, поэтому болота в этих зонах приурочены лишь к глубоким впадинам и речным долинам.

Однако и при наличии грунтового и поверхностносточного питания болотных массивов котловинного залегания далеко не всегда весь массив находится в сфере влияния грунтовых вод, выклинивающихся из водоносных пластов на склонах. При выпуклой форме поверхности самого болотного массива, вследствие

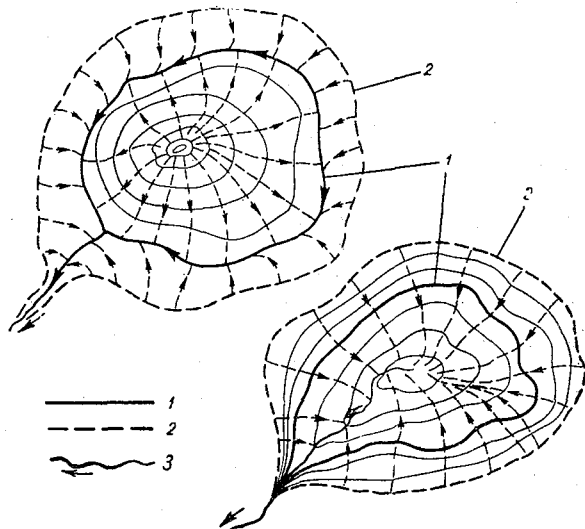


Рис. 13. Схема стекания вод на болотных массивах котловинного залегания.

1 — граница болота, 2 — линия водораздела, 3 — ручьи.

того, что гидроизогипсы на болотах следуют форме поверхности массива, фильтрация воды направлена от центральных частей массива к его периферии. Грунтовые и поверхностные воды, стекающие с суходолов в котловину, отводятся далее вместе с водами, стекающими с болотного массива, вдоль границ болотного массива, образуя здесь топи и ручьи. Последние сбрасывают воду в ручьи-водоприемники. Схема стекания вод для выпуклых болотных массивов котловинного залегания показана на рис. 13. Таким образом, весь болотный массив, за исключением его границ, в этом случае имеет атмосферное питание, несмотря на расположение в котловине или долине.

Грунтовые и поверхностносточные воды могут играть существенную роль в водном балансе массива, если поверхность его вогнутая или горизонтальная. Схема движения воды для этого случая представлена также на рис. 13.

Наиболее сложные условия водного питания имеют пойменные и притеррасные болотные массивы. Эти массивы могут иметь одновременно несколько источников питания: постоянное питание грунтовыми водами из водоносных пластов, выходящих в берегах речных долин и на склонах террас, поверхностносточное питание водами, стекающими по поверхности с примыкающих склонов, и от атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на поверхность болота. Кроме того, пойменные болотные массивы частично или полностью заливаются при разливах рек, получая таким образом периодическое питание за счет речных вод.

При изучении гидрологического режима этих болотных массивов, выявление преобладающей роли того или другого вида питания болота как в современном его состоянии, так и в прошлом приходится производить на основании исследований гидрогеологического строения речных долин, рельефа поверхности болотных массивов, строения торфяных залежей, свойственных тому или другому географическому району.

Роль гидрогеологических условий и режима рек в водном балансе этих типов болотных массивов естественно несравненно больше, чем для болотных массивов водораздельного залегания, водный режим которых, как правило, совсем не зависит от режима рек или зависит весьма мало.

§ 6. Основные типы болотных микроландшафтов

Болотный микроландшафт, или фация, т. е. участок болотного массива, занятый однородной растительной ассоциацией, или группой ассоциаций, или однородным комплексом растительных ассоциаций, характеризуется одинаковым микрорельефом, одними и теми же или закономерно чередующимися физическими свойствами верхнего растительного горизонта торфяной залежи и одинаковым водным режимом. Каждый тип болотного микроландшафта, следовательно, характеризуется соответствующим типом фитоценоза. В табл. 1 дается перечень основных болотных микроландшафтов для трех типов водно-минерального питания болотной растительности. Остановимся кратко на их характеристике.

К низинным микроландшафтам лесной группы относятся ольшаники, березняки, ельники, сосняки (низинные), ивняки. Наиболее распространенными из них по занимаемым площадям на болотных массивах являются ольшаники, составляющие часто целиком пойменные и притеррасные низинные болотные массивы, а также окраины крупных болот водораздельного залегания. Высота древесного яруса, состоящего из черной ольхи, достигает в них 10—14 м. Микрорельеф характеризуется высокими приствольными кочками высотой до 50—70 см, на которых произрастают осоки. В понижениях между кочками поверхность

Таблица 1

Классификация болотных микроландшафтов

Тип водно-минерального питания растительности	Зольность сустрата, в % от веса твёрдой фазы	Кислот- ность сустрата рН	Микроландшафты					моховые	комплексно-моховые
			лесные	травяно- лесные	древесно- моховые	травяные	мохово- травяные		
Евтрофный (низинный)	5—18	5,5—7,5	Ольшаники Березняки Ельняки Сосняки низинные Ивняки	Древесно- осоковые Древесно- травяно- травяные	Древесно- осоково- гипновые Древесно- осоково- сфагновые	Хвощевые Тростнико- вые Тростнико- во-осоковые Осоковые	Осоково- гипновые низинные Осоково- сфагновые низинные	Гипновые низинные Сфагновые низинные	Низинные грядово- мочажинные комплексы
Мезотроф- ный (пере- ходный)	4—5	4,5—5,5	Древесные переходные	Древесно- осоковые переходные	Древесно- сфагновые переходные	Шейхе- риевые переходные Осоковые переходные Пушицевые	Сфагново- осоковые переходные	Гипновые переходные Сфагновые переходные	Аапа- комплексы
Олиготроф- ный (верховой)	2—4	3,5—4,5	Сосново- кустарнич- ковые	Сосново- пушицевые	Сосново- сфагновые		Сфагново- пушицевые	Сфагнум- фусковые Сфагново- кустарнич- ковые облесенные сосной	Грядово- мочажинные комплексы Грядово-озер- ково-мочажин- ные комплексы Грядово- озерковые комплексы Озерково- мочажинные комплексы Островково- мочажинные комплексы

болота в половодье заливается водой; в периоды низкого стояния грунтовых вод поверхность междукочечных понижений имеет или оголенную торфяную залежь или покрывается редкой травянистой растительностью. Моховой покров в ольшаниках отсутствует. Ольшаники имеют, например, широкое распространение на низинных болотах Полесской низменности (рис. 14).

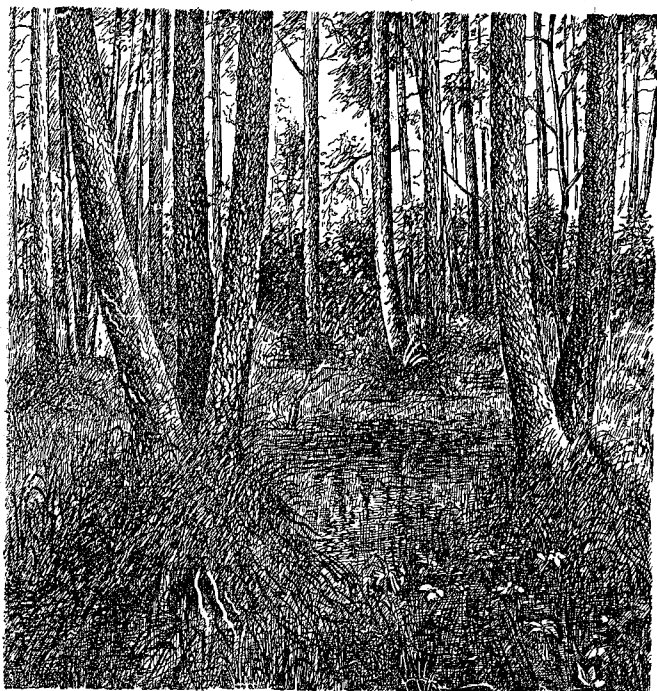


Рис. 14. Ольшаниковый болотный микроландшафт.

Значительно меньшее распространение имеют березняки, ельники и сосняки низинные. Березняки распространены на пойменных массивах, иногда целиком занимают небольшие притеррасные массивы. Ельники и сосняки низинные встречаются на окраинах крупных низинных болотных массивов.

В древесном ярусе березнякового микроландшафта преобладает береза, достигающая 10—12 м высоты. В ельниках, наряду с елью, встречается ольха и береза. В сосняках низинных, кроме сосны, в древесном ярусе встречается береза и ель.

Микрорельеф этих микроландшафтов, как и в ольшаниках, отличается чередованием высоких приствольных кочек с глубокими западинами между ними, обычно заполненными водой.

Лесные микроландшафты с фитоценозами переходного типа характерны для окраин болотных массивов, а также для участков, дренируемых ручьями и реками, служащими водоприемниками стекающих с болотных массивов вод. Значительных площадей не занимают.

Микрорельеф их характеризуется наличием невысоких моховых кочек из сфагновых мхов и приствольных повышений. Значительное развитие имеют болотные кустарнички; травяная растительность — разреженная — представлена осоками и пушицей.

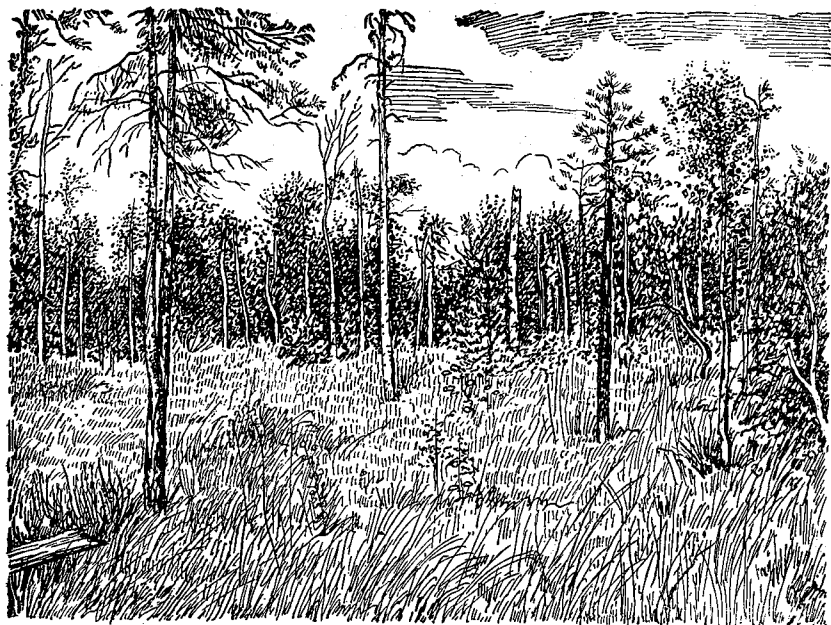


Рис. 15. Травяно-лесной болотный микроландшафт переходного типа.

Весьма близкими по строению являются травяно-лесные микроландшафты, представленные фитоценозами переходного и низинного типов. Древостой в них ниже (высотой всего 4—6 м) и более разреженный. Состоит из березы с примесью сосны при низинном типе растительности и березы и сосны примерно в равных количествах при переходном типе растительности (рис. 15). Микрорельеф мелкокочковатый с наличием небольших приствольных кочек и повышений. Растительность нижнего яруса в травяно-лесных микроландшафтах низинного типа состоит из осок, вахты, хвоща, тростника.

Для переходных травяно-лесных микроландшафтов характерно наличие сфагновых мхов, кустарничков и более разрежен-

ного травостоя из осок и пушицы. Микроландшафты такого типа, как правило, не занимают больших площадей на крупных болотных массивах, располагаясь либо на окраинах выпуклых верховых болот, либо на контактах их с проточными топиями в системах болотных массивов.

Лесные и травяно-лесные микроландшафты верхового типа представлены сосняками кустарничковыми и сосняками пушице-

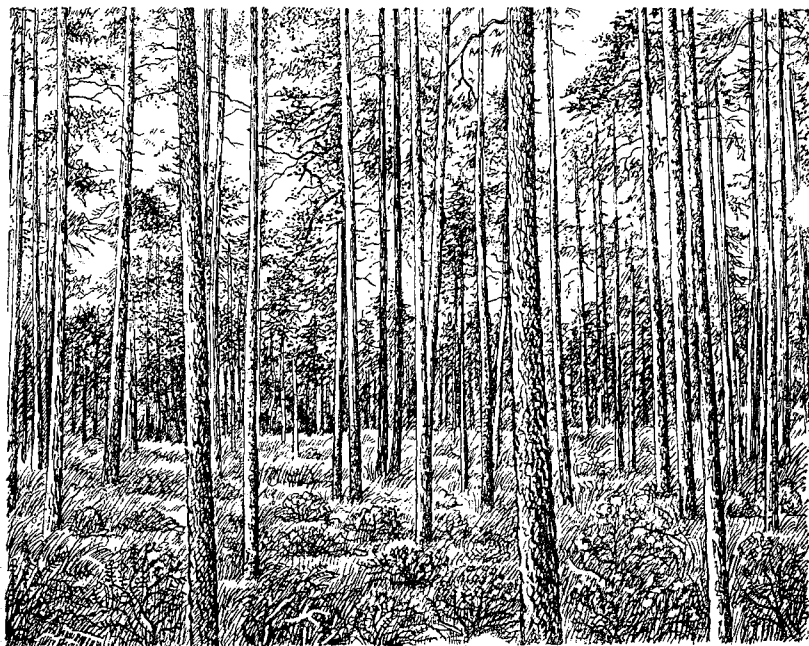


Рис. 16. Лесной болотный микроландшафт верхового типа — сосняк кустарничковый (облесенные склоны резковыпуклых болотных массивов, толщина торфяной залежи 4–5 м).

выми. Первые характеризуются высоким мощным древостоем из сосны, достигающим 10–13 м (рис. 16) и хорошо развитым кустарничковым ярусом из багульника, кассандры, голубики. Моховой покров почти не развит, сильно угнетен. Микрорельеф кочковатый главным образом за счет приствольных повышений.

Сосново-кустарничковые микроландшафты встречаются на склонах выпуклых олиготрофных болотных массивов, иногда окаймляют узкими полосами озера, располагающиеся в центральных частях выпуклых массивов, а также целиком занимают выпуклые болотные массивы небольших размеров, особенно в средней полосе Советского Союза.

Сосново-пушицевые микроландшафты встречаются сравнительно редко и занимают незначительные площади на окраинах верховых массивов.

Среди микроландшафтов, представленных древесно-моховой группой фитоценозов, наибольшее распространение на болотах имеют древесно-осоково-сфагновые и сосново-сфагновые микроландшафты.

Первые занимают обширные площади на низинных болотных массивах и характеризуются наличием древесного яруса из сосны и березы высотой 4—6 м и кустарничкового яруса из березы приземистой. В их травяном ярусе преобладают осоки. Моховой покров состоит из евтрофных сфагновых мхов. Микро-рельеф крупнокочковатый, высота кочек 20—30 см.

Вторые характерны для выпуклых олиготрофных болотных массивов водораздельного залегания, где они занимают часто большие площади как на склоновых участках массивов, так и в центральных частях, в районах максимальной выпуклости. Иногда они покрывают целиком слабовыпуклые болотные массивы и плоские массивы, образовавшиеся на песчаных почвах.

Среди сосново-сфагновых микроландшафтов следует различать сосняки сфагново-кустарничковые и сфагновики сосново-кустарничковые. Сосняки сфагново-кустарничковые имеют значительно более густой древостой, высота деревьев достигает 6—7 м. На сплошном сфагновом ковре хорошо развита кустарничковая растительность, состоящая из кассандры, голубики, багульника и подбела. Травяной ярус угнетен и представлен пушицей.

Микро-рельеф характеризуется наличием приствольных сфагново-кустарничковых кочек высотой до 30 см и волнистой поверхностью на междукочечных пространствах с разностью отметок повышений и понижений 15—20 см.

Сфагново-сосново-кустарничковые микроландшафты отличаются более редким древостоем, меньшим ростом сосны (до 4—6 м) и более разреженной кустарничковой растительностью. В них явно преобладают в растительном покрове сфагновые мхи.

Эти микроландшафты при дальнейшем угнетении сосны и разрежении древостоя постепенно переходят в сфагновики кустарничковые, редко облесенные низкорослой сосной. Этот тип фитоценоза в табл. 1 отнесен к моховой группе. Последний имеет широкое распространение на верховых резковыпуклых болотных массивах, особенно в центральных частях их (рис. 17). Микро-рельеф кочковатый, высота кочек 20—25 см. ✓

Близким по характеру является микроландшафт, представленный сфагново-фусковым фитоценозом. Отличается от предыдущего более плотным моховым покровом, состоящим исключительно из сфагнума бурого. Кустарничковый покров угнетен и состоит из водяники, голубики, подбела и клюквы. Микро-рельеф волнисто-кочковатый, высота кочек 15—20 см. Древостой представлен единичными соснами высотой 1—3 м. Имеет

большое распространение на крупных болотных массивах севера Европейской территории СССР, а также в Западной Сибири и на Восточном Урале.

В моховую группу, кроме того, входит ряд микроландшафтов переходного и низинного типа.

Гипновые и сфагновые низинные микроландшафты представляют собой совершенно ровные пространства, целиком покрытые сплошным моховым покровом и чрезвычайно сильно увлажненные (вода в течение года почти все время стоит у поверхности мохового покрова). Гипновые мхи или евтрофные виды сфагно-

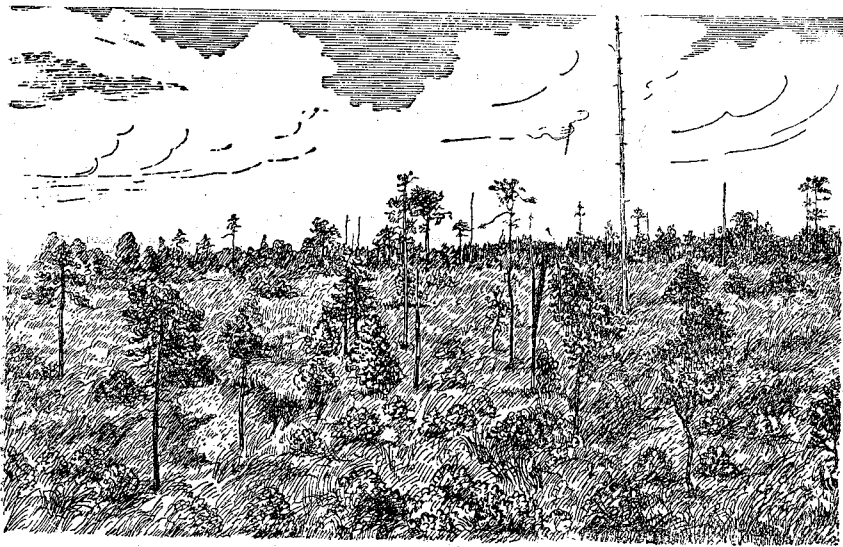


Рис. 17. Сфагновик кустарничковый, облесенный низкорослой сосной (центральная часть выпуклого болотного массива).

вых мхов абсолютно преобладают в растительном покрове этих микроландшафтов. Древесный и кустарничковый ярусы отсутствуют полностью; травяная растительность представлена единичными стеблями трав, разбросанными на гладком моховом ковре. Эти микроландшафты встречаются иногда на окраинах крупных болотных систем верхового типа, представляя собой топяные участки, и занимают большие пространства на пойменных и водораздельных низинных болотах Полесья и особенно Восточного Урала.

Микроландшафты, представленные гипновыми переходными и сфагновыми переходными фитоценозами, по характеру близки к предыдущим. Имеют совершенно ровную моховую поверхность. В гипновых переходных фитоценозах на фоне гипновых мхов наблюдаются пятна из сфагновых мхов, травостой сильно

разреженный, местами встречается карликовая береза и угнетенные кустарнички. Имеют распространение на крупных низинных массивах.

Сфагновые переходные фитоценозы характерны для топей в системах выпуклых олиготрофных массивов. Поверхность ровного сфагнового ковра, чрезвычайно сильно увлажненного, покрыта редким травостоем из осок, в местах усиленной проточности растет белокрыльник и вахта. Иногда имеет место редкое облесение березой.

Травяные микроландшафты низинного типа представлены четырьмя основными типами: тростниковыми, тростниково-осоко-



Рис. 18. Тростниковый микроландшафт.

выми, осоковыми и хвощевыми. Для всех них характерно полное отсутствие мохового покрова.

Хвощевые микроландшафты и тростниково-осоковые не занимают сколько-нибудь значительных площадей на болотах. Первые встречаются сравнительно узкими полосами вдоль минеральных берегов на окраинах массивов. Представляют сплошные заросли хвоща с ровным микрорельефом поверхности. Тростниково-осоковые микроландшафты встречаются в пойменных болотных массивах небольшими площадями.

Тростниковые микроландшафты характерны для пойм ряда крупных рек (Днепра, Днестра, Волги, Кубани и др.), впадающих в южные моря и образующих так называемые *плавни*, а также для обширных низинных болотных массивов Барабинской низменности. На рис. 18 представлен общий вид тростникового микроландшафта, состоящего из сплошных густых зарос-

лей тростника. Вода стоит значительную часть времени, кроме летнего сухого периода, выше поверхности торфа между стеблями растений.

Среди осоковых микроландшафтов большое распространение имеют на низинных болотных массивах так называемые *осоковые кочкарники*, травяной покров которых состоит из кочкарных осок, образующих высокие кочки из плотной дернины высотой 50—60 см. Такие кочки густо покрывают почти оголенную поверхность торфа. Между кочками поверхность торфа в периоды весенних разливов рек покрыта водой.

Осоковые микроландшафты переходного типа представляют собой сплошные заросли из осоки, покрывающей разреженный ковер из сфагновых мхов. Микрорельеф почти ровный, колебания высоты сфагнового ковра в пределах 10—15 см. Эти микроландшафты входят в крупные системы выпуклых олиготрофных болотных массивов, составляя в них топяные участки с проточной водой на окраинах и в местах сопряжения выпуклых массивов.

Близкими по характеру являются сфагново-осоковые переходные микроландшафты, относящиеся к мохово-травяной группе. Отличием от осоковых переходных является доминирующая роль в них мохового покрова из сфагновых мхов и наличие разреженного травостоя из осок. Микрорельеф ровный или весьма слабо волнистый.

Большую роль в системах выпуклых верховых болотных массивов играют сфагново-пушицевые микроландшафты. Они составляют в большинстве случаев окраинные участки крупных выпуклых грядово-мочажинных болотных массивов, окаймляя грядово-мочажинные комплексы по периферии массива широкими (1—1,5 км) полосами (рис. 19).

Часто сфагново-пушицевые микроландшафты целиком составляют отдельные болотные массивы. Растительность представлена сфагновыми мхами с травяным ярусом из пушицы влагалищной. В сфагново-пушицевых микроландшафтах следует различать несколько градаций:

1) микроландшафты с хорошо развитым, густым, высоким травостоем из пушицы поверх сфагнового ковра, с ровным микрорельефом при отсутствии древостоя;

2) микроландшафты с разреженным травостоем из пушицы, угнетенными кустарничками и мелкокочковатым рельефом (высота кочек 10—15 см над западинами), древесный ярус также отсутствует;

3) микроландшафты с более развитой кустарничковой растительностью, облесенные низкорослой сосной (1—1,5 м), с кочковатым микрорельефом, образованным приствольными и сфагново-кустарничковыми кочками. Последние представляют собой переходную стадию к сфагновикам кустарничковым, облесенным низкорослой сосной.

Низинные микроландшафты мохово-травяной группы представлены двумя основными типами: осоково-типиновыми и осоково-сфагновыми.

Первые имеют широкое распространение на крупных низинных болотных массивах водораздельно-склонового залегания (Восточный Урал), на массивах, залегающих на террасах долин крупных рек (Западная Сибирь), а также на низинных массивах пойменного и водораздельно-склонового залегания Полесской низменности.



Рис. 19. Сфагново-пушицевый микроландшафт (окраина выпуклого грядово-мочажинного болотного массива).

Вторые имеют значительно меньшее распространение, составляя главным образом окраины систем выпуклых верховых массивов.

Мохово-травяные низинные микроландшафты имеют совершенно ровную поверхность мохового ковра, над которым возвышается разреженный травяной ярус из различных видов осок. Увлажненность этих микроландшафтов очень высокая, уровень грунтовых вод постоянно стоит близко к поверхности мохового покрова, вследствие чего территории болотных массивов, занятые ими, крайне топкие.

Комплексно-моховые микроландшафты являются наиболее распространенными типами болотных микроландшафтов как по занимаемым ими площадям на болотах, так и по разнообразию их типов. Они характерны для зоны оптимального развития

болотообразовательного процесса и торфонакопления, т. е. как раз для тех районов, которые имеют наибольшую заболоченность и, по Н. Я. Кацу [18], составляют зону выпуклых олиготрофных торфяников и зону торфяников типа «аапа».

Характерной особенностью этих микроландшафтов является резко расчлененный микрорельеф поверхности болота, имеющий закономерное чередование достаточно обширных по площади понижений с таковыми же повышениями.

Различают грядово-мочажинные, грядово-озерные, островково-мочажинные и озерково-мочажинные микроландшафты.

На рис. 20 и 21 представлены общие виды грядово-мочажинного и грядово-озеркового микроландшафтов.

Грядово-мочажинные микроландшафты располагаются на склонах выпуклых массивов и представляют собой закономерное чередование полос повышений рельефа (гряд) с полосами понижений (мочажинами). Полосы гряд и мочажин располагаются всегда перпендикулярно к направлению максимальных уклонов поверхности болотного массива, указывая направление высотных горизонталей в каждой точке рельефа болотных массивов.

Растительность гряд и мочажин в грядово-мочажинных комплексах резко различна. По характеру растительности на грядах и в мочажинах и по величине превышений поверхности гряд над поверхностью мочажин грядово-мочажинные микроландшафты разделяются на большое число различных типов. Наиболее распространенными на системах олиготрофных выпуклых массивов являются грядово-мочажинные комплексы со сфагново-пушицевыми или сфагново-шейхцериевыми мочажинами и сфагново-кустарничковыми, облесенными сосной, грядами. Сфагново-пушицевые мочажины образуются на участках с более низким стоянием уровня грунтовых вод, сфагново-шейхцериевые — при высоком уровне грунтовых вод, стоящем в течение всего года вблизи поверхности сфагнового ковра в мочажинах.

Отношение площади, занимаемой мочажинами, к площади гряд является важной характеристикой грядово-мочажинных микроландшафтов. Это отношение, как правило, возрастает с уменьшением уклона, а с увеличением уклона, наоборот, площадь, занимаемая мочажинами, сокращается и возрастает площадь гряд. Относительное превышение поверхности гряд над поверхностью мочажин колеблется в широких пределах для различных грядово-мочажинных комплексов: от 10—15 до 60—70 см; для олиготрофных комплексов оно составляет в среднем 25—40 см.

Грядово-мочажинные комплексы встречаются также (хотя и значительно реже) на низинных болотных массивах. Осоково-гибиновые грядово-мочажинные комплексы известны, например, в бассейне Ангары и верховьях Енисея, а также в Нарымском крае. В последнем они занимают большие площади на крупных притеррасных низинных болотных массивах. Гряды здесь невы-

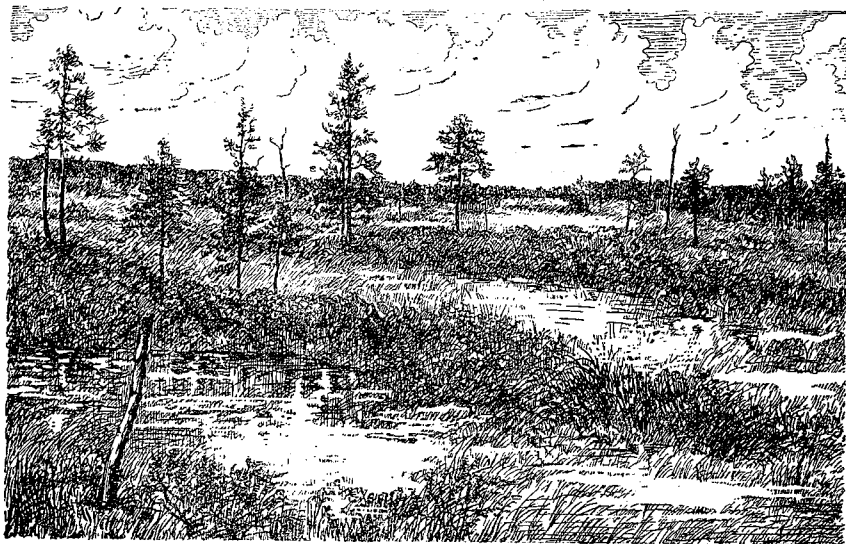


Рис. 20. Грядово-мочажинный микроландшафт — гряды сфагново-кустарничковые, облесенные сосной, мочажины сфагново-шейхцериевые.

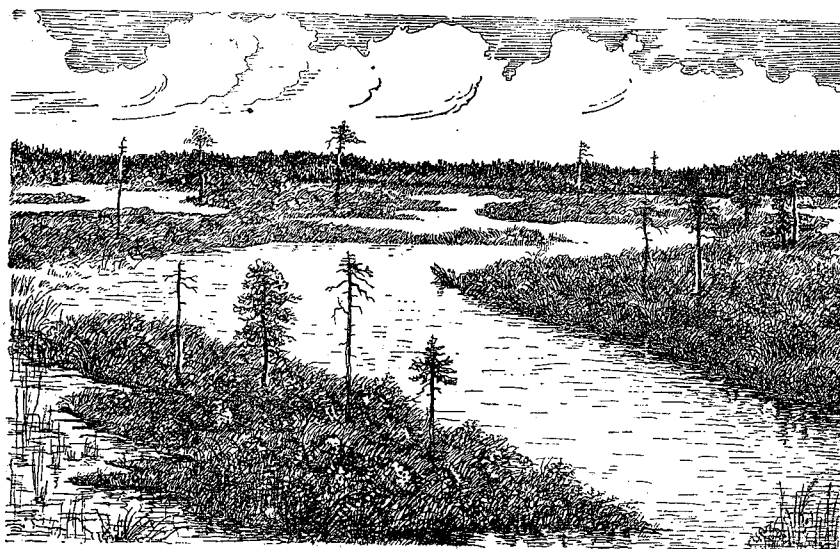


Рис. 21. Грядово-озерковый микроландшафт.

сокие (15—20 см), образованные сфагновыми мхами с редким травяно-кустарничковым ярусом; мочажины сложены гипновыми мхами.

Грядово-озерковые микроландшафты (рис. 21) представляют собой извилистые полосы гряд шириной 10—15 м, тянущиеся на сотни метров и чередующиеся с такими же полосами открытой водной поверхности. Последние представляют своеобразные мочажины-озера. Направление гряд и озерных полос, как и в грядово-мочажинных комплексах, перпендикулярно общему уклону поверхности массива. Растительность гряд представлена



Рис. 22. Аапа-комплекс в центральных частях болот долинного залегания.

сфагновыми мхами, кустарничками и пушицей. Гряды местами редко облесены низкорослой сосной.

Островково-мочажинные и озерково-мочажинные микроландшафты характерны для плоских или с очень малыми уклонами центральных частей выпуклых олиготрофных массивов. Эти микроландшафты могут также представлять следующую стадию развития грядово-мочажинных комплексов при постепенном уменьшении уклонов поверхности центральных частей массивов, благодаря торфонакоплению и разрастанию массивов в плане, уменьшению проточности и возрастанию увлажнения. Гряды при этом теряют правильную ориентировку, постепенно деградируют и распадаются на отдельные островки, со всех сторон окруженные мочажинной растительностью.

Озерково-мочажинные комплексы характерны для плоских центральных плато плосковыпуклых болотных массивов круп-

ных размеров. Представляют собою разбросанные среди мочажинной растительности озерки, площади которых иногда достигают нескольких гектаров.

Аапа-комплексы являются разновидностью грядово-мочажинных болотных микроландшафтов. Характерны для центральных частей низинных болот долинного залегания (с вогнутой формой поверхности) северной Карелии, Кольского полуострова и Финляндии. Аапа-комплекс встречается также в Печорском крае. Представляет собой гряды или кочки, покрытые олиготрофной или мезотрофной растительностью, чередующиеся с сильно обводненными мочажинами (частично с открытой водной поверхностью) с евтрофной растительностью. На рис. 22 представлен общий вид аапа-комплекса.

§ 7. Процесс развития болотных массивов

Образование и развитие болотных массивов представляют собой сложный процесс, характеризующийся ростом, отмиранием и разложением отмирающей растительности. В этом процессе водный режим болотного массива и окружающих его территорий играет весьма важную роль как в начальных стадиях заболачивания суши или водоема, так и в последующем развитии уже образовавшегося болота. Изменения водного режима влекут за собой изменения условий существования растений, в связи с чем меняется видовой состав и структура болотных фитоценозов, быстрота прироста и разложения растительной массы. Как следствие этого, изменяется скорость накопления торфа — скорость роста торфяника. Все это, в свою очередь, влияет на изменение водного режима болота: высоту стояния уровней, распределение уклонов зеркала грунтовых вод, водное питание болота и т. д.

В результате этих взаимно обусловленных процессов и имеет место развитие болота, которое внешне проявляется в следующем:

- 1) в постепенном накоплении торфа, увеличении толщины торфяной залежи и повышении поверхности болота над первоначальной поверхностью почвы или первоначальным уровнем водоема (при заболачивании водоемов);

- 2) в распространении болота в ширину, т. е. в увеличении размеров болотного массива путем распространения заболачивания на соседние, граничащие с болотом минеральные земли или незаболоченные участки водоема;

- 3) в последовательной смене растительных группировок на поверхности болота и отлагаемых ими торфов;

- 4) в изменении гидрологических условий и водного режима болота;

- 5) в изменении рельефа поверхности болота и образовании особой гидрографической сети;

6) в эрозийных процессах, приводящих к образованию на болотных массивах болотных ручьев, рек и озер.

Развитие болота не следует поэтому понимать только как процесс торфонакопления. Последний является лишь одной стороной его. Само же развитие болота следует рассматривать как вполне закономерное изменение всех его свойств, в том числе изменение во времени водного режима болотного массива в целом и отдельных его участков. Поэтому процессы эрозийные и процессы деградации болот, наблюдающиеся на наиболее поздних стадиях развития современных болотных массивов, следует рассматривать как неотъемлемую сторону процесса развития болот.

Изучение развития болотных массивов и изменений, происходящих в их гидрологическом режиме, основывается на анализе строения торфяных залежей болотных массивов, последовательностей напластований различных видов торфа и определении их возраста, на восстановлении по ним прошлых растительных группировок и сравнении последних с современными растительными ассоциациями болот.

Изучая последовательность напластований различных видов торфа, можно судить о тех исходных фитоценозах, которые составляли растительный покров болота в различные эпохи и на различных стадиях его развития, о последовательности в сменах растительного покрова болота, о распределении различных растительных ассоциаций по территории болотного массива на той или другой стадии развития торфяника в прошлом, об изменениях водного режима торфяника.

В характере строения торфяных залежей болотных массивов нашли также отражение изменения климата, происходившие в послеледниковый период. В условиях более сухого и теплого климата увлажненность болот снижалась и процессы разложения растительной массы шли более интенсивно. При этом отлагался торф повышенной степени разложения, что отразилось в свите торфяных отложений многих болотных массивов наличием прослоек различной толщины хорошо разложившегося торфа.

В ряде случаев на отдельных участках массива повышенная степень разложения прослоек торфа являлась не только следствием изменений климатических условий, а определялась и различиями в водном режиме в различных частях массива. На участках с повышенной проточностью болотных вод и меньшей увлажненностью верхних горизонтов залежи, в которых протекают основные биохимические процессы торфообразования, условия для разложения растительной массы были более благоприятны, чем на участках сильно обводненных, с застойным увлажнением. На последних быстрота разложения была меньшей и отлагался слабо разложившийся торф.

Исследования торфяных напластований в болотных массивах показывают, что в целом растительные ассоциации прош-

лого, служившие материалом для отложений того или иного слоя торфа, сравнительно мало отличались по своему видовому составу от современных нам растительных ассоциаций, встречающихся на болотных массивах, находящихся на соответствующих стадиях развития. Однако ряд растительных ассоциаций, которые занимали господствующее положение в растительности болот в прошлые климатические эпохи, занимают в современных болотных массивах лишь отдельные участки, водно-минеральный режим которых близок к водному режиму преобладающей части территории болот в прошлые климатические периоды.

Сравнительный анализ торфов позволяет устанавливать последовательность в сменах фитоценозов на отдельных участках болотных массивов и тем самым восстанавливать картину болотных ландшафтов на разных стадиях развития болотных массивов в прошлые эпохи и сравнивать их с современными нам болотными ландшафтами. Болотные массивы, находящиеся в разных физико-географических условиях, могут достигать одной и той же стадии развития за разные промежутки времени. Чем быстрее идет процесс торфонакопления, тем меньший возраст будет иметь болотный массив на каждой данной стадии развития.

Это делает необходимым при изучении общих законов развития болотных массивов принимать за основной критерий не только абсолютные возрасты болот, но и стадии развития болотных массивов, которые могут быть выделены по определенным и общим для них ландшафтным, стратиграфическим и гидрологическим признакам.

Возникает, следовательно, вопрос: каковы общие закономерности развития болотных массивов и роль в этом процессе гидрологических факторов — водного питания болот, степени проточности вод, увлажненности торфяной залежи, условий стекания воды с болотных массивов?

Характерной чертой развития болотных массивов является определенная последовательность в смене растительности на территории болотного массива, заключающаяся в том, что евтрофная болотная растительность, свойственная ранним стадиям, постепенно сменяется на мезотрофную и затем на олиготрофную, характерную для более поздних стадий развития массивов. На ранних стадиях, пока толщина торфяных отложений мала, болотные воды, как правило, более богаты минеральными солями, чем на более поздних стадиях развития массивов. По мере утолщения торфяной залежи и возвышения поверхности болота над окружающей поверхностью приток грунтовых и поверхностно-сточных вод на территорию болота уменьшается, роль грунтового питания соответственно сокращается и увеличивается роль атмосферного питания в водном балансе болота. Вследствие этого происходит обеднение субстрата питательными веществами, приводящее к смене евтрофной и мезотрофной растительности на

олиготрофную. Эта последовательность в смене растительности обуславливает такую же общую последовательность в напластованиях соответствующих

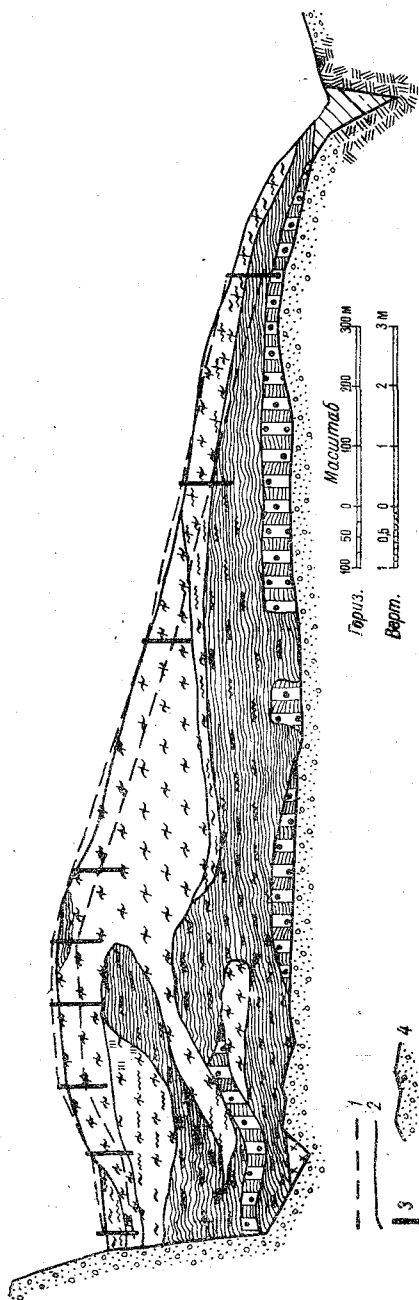


Рис. 24. Стресс торфяной залежи, прошедшей только олиготрофную фазу развития (разрез I—I по массиву, план которого дан на рис. 29).

1 — профили максимальных и минимальных горизонтов грунтовых вод, 2 — поверхность болота, 3 — места расположения воломерных скважин, 4 — дно торфяника с песчаными подстилающими грунтами.

ей основных трех типов торфов — низинного (евтрофного), переходного (мезотрофного), верхового (олиготрофного). Нижние горизонты залежей, сложенные низинными торфами, образуются из отложений евтрофной растительности. Как только поверхность массива, благодаря подъему над минеральным дном, оказывается в условиях обедненного питания, торф начинает отлагаться мезотрофными фитоценозами, образующими разные виды так называемого *переходного* торфа, а при дальнейшем повышении поверхности массива олиготрофные фитоценозы образуют соответствующие им виды *верхового торфа*.

При участии в водном питании болотного массива напорных грунтовых вод евтрофная фаза развития может сохраняться иногда очень долго. Глубины торфа в болотных массивах, нацело сложенных низинными торфами, могут достигать 6—7 м и даже больше. Примерами могут служить многие гипсовые болота Западной Сибири, низинные болота долины Ангары.

В тех случаях, когда процесс торфонакопления начинается на бедных песчаных почвах, в условиях питания атмосферными

водами, почти лишенными минерализации, заболачивающаяся территория с самого начала покрывается мезотрофной или олиготрофной болотной растительностью. В таких случаях в составе торфяной залежи болотных массивов низинный торф отсутствует и вся толща торфяной залежи складывается либо мезотрофным и олиготрофным торфом, либо одним олиготрофным.

Примеры строения торфяных залежей в двух рассмотренных случаях представлены на рис. 23 и 24.

Наряду с этой, самой общей закономерностью в смене растительного покрова и строении торфяных залежей, свойственной в общих чертах всем болотным массивам, ход развития болотного массива, формирование его рельефа, расположение растительных ассоциаций на территории болотного массива может быть весьма разнообразным в зависимости от геоморфологических, климатических и гидрологических условий.

§ 8. Понятие о простых болотных массивах и системах болотных массивов. Классификационные единицы болотных ландшафтов

До сих пор понятие болотного массива нами не было уточнено. В дальнейшем, рассматривая процесс развития болотного массива и отдельные стадии его, будем различать образование и развитие простых болотных массивов и образование систем простых или сложных болотных массивов.

Под *болотным массивом* вообще условимся понимать участок земной поверхности, занятый болотом, границы которого представляют собою замкнутый контур. Границы болотного массива будем определять по нулевой глубине торфяной залежи. Тогда в территорию болотного массива будут включаться участки земной поверхности, представляющие собой и заболоченные земли.

Процесс заболачивания в первую очередь начинается в местах понижений рельефа местности: в замкнутых котловинах и впадинах, в долинах, в бессточных понижениях на равнинах и т. п., где условия для появления избыточного увлажнения верхних горизонтов почвы наиболее благоприятны.

Заболачивание более высоких участков земной поверхности начинается позже, когда слой торфа в отрицательных элементах рельефа достигает уже такой толщины, что болотный массив получает возможность разрастаться в ширину, постепенно захватывая и покрывая более высокие участки рельефа. Этот процесс является прямым следствием изменения гидрологического режима территории при заболачивании отрицательных элементов рельефа. По мере заполнения торфом западни (рис. 25) изменяется гидрологический режим не только самих западин, но и суходольных территорий, располагающихся между ними. Уровни грунтовых вод в пониженных местах рельефа повышаются, следуя постепенно повышающейся при накоплении торфа поверхности болота. Уклоны поверхности грунтовых вод уменьшаются

благодаря выравниванию рельефа, и стекание вод с повышенных участков, сложенных минеральными грунтами, затрудняется. В результате уровни грунтовых вод повышаются по всей территории и процесс заболачивания распространяется на повышенные участки рельефа. Первоначально изолированные болотные массивы, образовавшиеся во впадинах и депрессиях рельефа, постепенно сливаются в один болотный массив, обладающий различными толщинами торфяной залежи, в соответствии с характером рельефа заболачившейся территории. Таким путем

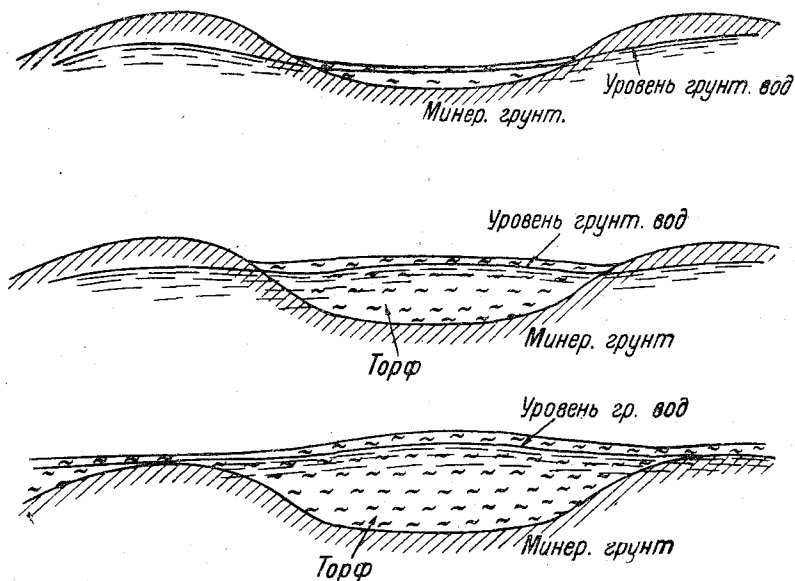


Рис. 25.

образовались на обширных плоских водораздельных пространствах и равнинах крупные и сложные по своему строению болотные массивы.

В тех случаях, когда процесс заболачивания идет в глубоких впадинах, имеющих крутые склоны, возможность роста болотных массивов в ширину ограничена. Такие массивы, по мере торфонакопления, до поздних стадий развития сохраняют изолированное положение на местности, представляя собой простые болотные массивы.

Болотный ландшафт также изменяется в процессе развития болотных массивов. Каждой стадии развития болотного массива соответствует определенное закономерное расположение растительных ассоциаций на его поверхности, определенный рельеф, размещение элементов гидрографической сети, строение торфяной залежи и характер микрорельефа. Таким образом,

каждая стадия развития болотного массива должна отражаться характерным для нее типом болотного ландшафта.

Е. А. Галкина, на основании изучения болотных ландшафтов с помощью материалов аэрофотосъемки, предлагает следующую классификацию болотных ландшафтов.

1. Болотный микроландшафт — наименьшая ландшафтная единица, представляющая собой, как указывалось, участок болотного массива, занятый однородной растительной ассоциацией или однородным комплексом растительных ассоциаций.

2. Болотный мезоландшафт — классификационная единица, равноценная понятию простого болотного массива. Как правило, типы болотных мезоландшафтов хорошо выражены на простых болотных массивах, образующихся в изолированных впадинах, различных по своей форме и месту залегания. Подчеркивая несколько больше связь типа болотного мезоландшафта с гидрологическим режимом, можно также дать болотному мезоландшафту еще и «гидрологическое» определение. С этой точки зрения болотным мезоландшафтом можно назвать территорию такого болотного массива (отграниченного от других болотных массивов минеральными землями), в пределах которого водный режим любого его участка находится в непосредственной зависимости от водного режима всего массива в целом. Следовательно, водный режим любого участка такого массива гидравлически связан с водным режимом других участков.

3. Болотный макроландшафт представляет собой наиболее крупную единицу болотных образований. Он характеризует систему слившихся между собой в один общий массив простых болотных массивов в процессе их разрастания в плане.

Направленность и быстрота изменений болотных мезо- и макроландшафтов в процессе развития болотных массивов определяются комплексом климатических, геоморфологических и гидрологических факторов и законами развития растительного покрова в условиях различной среды.

Выделяя различные типы болотных мезо- и макроландшафтов, можно характеризовать разные стадии в развитии простых и сложных болотных массивов.

Слияние изолированных простых массивов в общий болотный массив или систему болотных массивов может начинаться на различных стадиях развития простых массивов и зависит как от характера рельефа и быстроты разрастания по площади простых болотных массивов, так и от первоначальных расстояний между ними.

Благодаря этому в одних случаях в болотном макроландшафте легко различаются образовавшие его мезоландшафты, особенно если слияние простых болотных массивов в общий массив происходило уже на поздних стадиях их развития. В других случаях, наоборот, трудно установить первоначально образовавшие его мезоландшафты, особенно если соединение в общий

массив происходило на ранних стадиях развития простых болотных массивов.

За основную единицу болотного ландшафта, при рассмотрении последовательных стадий в развитии болотных массивов, Е. А. Галкина предлагает принимать болотный мезоландшафт, тип которого характеризует определенную стадию развития простого болотного массива. Это целесообразно еще и потому, что на простых болотных массивах выявляются единые закономерности влияния гидрологического режима на последовательность смен растительных ассоциаций на болоте и обратное влияние растительности на изменение гидрологического режима болотного массива в целом и его отдельных частей. Болотный микроландшафт в этом отношении представляет уже гораздо более сложное образование, обусловленное различным взаимным влиянием и изменением водного режима простых болотных массивов в процессе их соединения в один общий болотный массив. Поэтому для выявления основных закономерностей, характеризующих развитие болотных массивов, необходимо начинать с рассмотрения простых болотных массивов.

§ 9. Развитие простых болотных массивов

Рассматривая болотные ландшафты, отражающие различные стадии в развитии болотных массивов, Ю. Д. Цинзерлинг и Е. А. Галкина, на основании анализа и обработки большого материала аэрофотосъемки болот таежной зоны умеренного климата, предлагают выделять два направления процесса развития простых болотных массивов: центрально-олиготрофный и периферически-олиготрофный ход развития болотных массивов.

Эти два направления в ходе развития изолированного болотного массива могут рассматриваться как крайние возможные сочетания гидрологических и геоморфологических условий, при которых идет процесс торфонакопления, изменения гидрологического режима и смены растительных группировок в простом болотном массиве. Большинство простых болотных массивов, с которыми мы встречаемся в природе, по характеру своего развития могут быть отнесены либо к этим двум случаям, либо к их различным промежуточным формам. Именно поэтому представляет интерес рассмотреть процесс развития простых болотных массивов на примере этих двух форм образований, на которых кстати и наиболее ярко выясняются общие взаимозависимости между водным режимом, торфонакоплением и растительностью.

При центрально-олиготрофном ходе развития болотного массива смена евтрофной растительности на мезотрофную и затем олиготрофную происходит вначале в центральных частях, наиболее удаленных от границ болотного массива, с минеральными землями. На окраинах массива, по контакту с суходолом, евтрофная и мезотрофная растительность сохра-

няется часто до поздних стадий развития массива, если проточность вод и минеральное питание на периферии массива значительно не уменьшается по мере торфонакопления.

При периферически-олиготрофном ходе развития болотного массива смена евтрофной и мезотрофной болотной растительности на олиготрофную вначале происходит на периферии массива, а затем лишь в центральных частях массива. При этом до поздних стадий развития болотного массива в центральных его частях может сохраняться мезотрофная и евтрофная растительность.

Рассмотрим, каковы должны быть геоморфологические и гидрологические условия в этих случаях.

Центрально-олиготрофный ход развития свойственен простым болотным массивам, образующимся в замкнутых (бессточных) или полузамкнутых (сточных) котловинах, очертания дна которых характеризуются общим направлением уклонов от периферии к центру западины. Область распространения этого типа развития простых болотных массивов весьма велика. К нему относятся подавляющее большинство простых болотных массивов районов четвертичного оледенения.

Периферически-олиготрофный ход развития свойственен болотным массивам, образующимся в условиях сильно расчлененного рельефа, в относительно узких долинах, обладающих более или менее значительными уклонами дна и стоком вод вдоль долины.

Характерными примерами подобных болотных массивов могут служить многие болота Карелии и Кольского полуострова. Ареал распространения этого типа развития болотных массивов, обусловленный особенностями рельефа, относительно невелик.

В случае центрально-олиготрофного хода развития воды, стекающие с окружающих возвышенностей к болотному массиву (рис. 26), а также атмосферные осадки, выпадающие на поверхность массива, не имея хорошего стока в пределах болота, создают условия, при которых обеднение субстрата минеральными солями и закисление органическими (гуминовыми) кислотами начинается с центральных частей болотного массива, наиболее удаленных от минеральных берегов. В центральных частях массива, куда происходит сток с периферии котловины, воды оказываются наименее проточными. При отсутствии же поверхностного стока из котловины эти воды практически являются полностью застойными. Таким образом, в центральных частях заболачивающейся котловины водный и кислородный обмен, обуславливающий процесс разложения органических остатков растений, наиболее замедлен и наиболее интенсивно протекает процесс образования гуминовых кислот (продукта неполного распада органических веществ в условиях недостатка кислорода). Последние, оказывая своего рода консервирующее действие на

отмирающие части растений, еще более замедляют процессы разложения. В силу этого процессы разложения растительного материала в центре заболачивающейся котловины идут медленнее, чем на ее периферии (где проточность вод, влагообмен и кислородный обмен больше), вызывая соответственно более интенсивное накопление торфа в центре по сравнению с краями котловины. Такой ход торфонакопления приводит на определенных стадиях развития болотного массива к превышению поверхности болота в центре над его периферийными участками — к выпуклому рельефу (см. рис. 26).

Иным будет развитие болотного массива в случае периферически-олиготрофного хода, когда процесс болотообразования идет в долинах со значительным продольным уклоном дна и более или менее хорошей проточностью в направлении общего уклона (рис. 27). Атмосферные воды, выпадающие на поверхность заболоченной долины, имеют более или менее интенсивный сток в пределах самого болота вдоль долины. Воды, стекающие со склонов долины (верховодкой), а также грунтовые воды, выклинивающиеся на склонах из водоносных пластов, фильтруясь через торфяную залежь в поперечном направлении к тальвегу, стекают затем вдоль долины. При этом наибольшее количество воды будет, очевидно, протекать по наиболее пониженной центральной части долины (рис. 27а и б).

Благодаря относительно небольшой ширине болотного массива по сравнению с его длиной, воды, стекающие к центру долины с ее берегов, на коротком пути фильтрации практически мало изменяют содержание кислорода и минеральных веществ. Поэтому по всей ширине долины и в пределах всего болотного массива изменения содержания кислорода и минерализации болотных вод будут незначительными. Однако общее количество влаги, которое должно протекать по тальвегу долины и по ее краевым участкам, будет резко различным. По тальвегу вдоль долины будет протекать почти вся вода, поступившая в долину с ее склонов, плюс атмосферная влага, а по краям долины в поперечном направлении — лишь та часть влаги, которая стекает непосредственно со склонов долины в данном месте. Таким образом, степень проточности и общее количество кислорода и минеральных солей, подводимое к растительности, в центральных частях долины оказываются значительно большими, чем на ее окраинах. Соответственно процесс разложения растительного материала идет быстрее в центральной полосе долины и медленнее на ее краях, а торфонакопление, наоборот, быстрее на периферии, чем в середине долины. Такой ход торфонакопления будет обуславливать на ряде стадий развития болотного массива своеобразный рельеф его поверхности, характеризующийся в поперечном разрезе долины наличием двух выпуклостей, примыкающих к склонам долины, и понижением поверхности в средней части долины (рис. 27в).

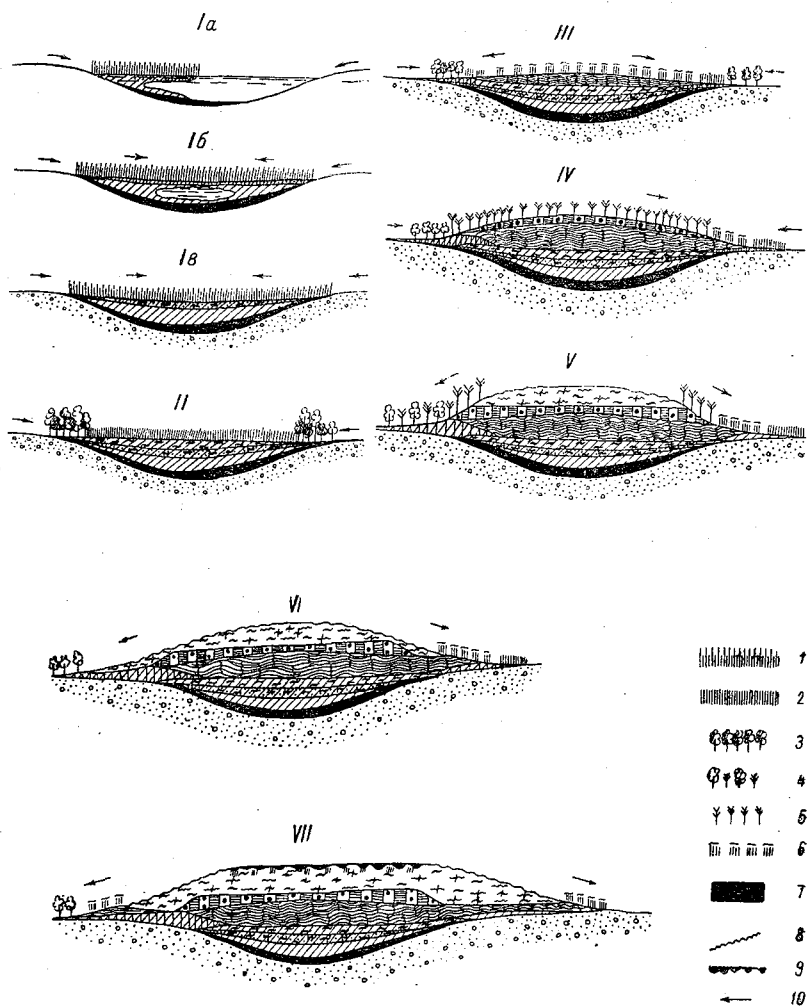


Рис. 26. Схема центрально-олиготрофного хода развития болотного массива.

Стадии Ia, Ib, Ib относятся к низинной фазе развития, стадия II относится к переходной фазе развития, стадии III, IV, V, VI, VII относятся к верховой фазе развития.

1 — осоковые, осоково-тростниковые и осоково-гипновые микроландшафты низинной фазы развития болота, 2 — сфагново-осоковые микроландшафты низинной фазы развития болота, 3 — лесные микроландшафты низинной фазы, 4 — лесные микроландшафты переходной фазы, 5 — сосново-сфагновые и сосново-кустарничковые микроландшафты верховой фазы развития болота, 6 — сфагново-пушицевые микроландшафты верховой фазы развития, 7 — сапропелевые отложения, 8 — грядово-мочажинные микроландшафты верховой фазы, 9 — озерково-мочажинный регрессивный комплекс верховой фазы развития, 10 — направления стекания вод. Условные обозначения торф см. рис. 34.

Для начальных стадий образования простых болотных массивов характерно сохранение ряда признаков, непосредственно

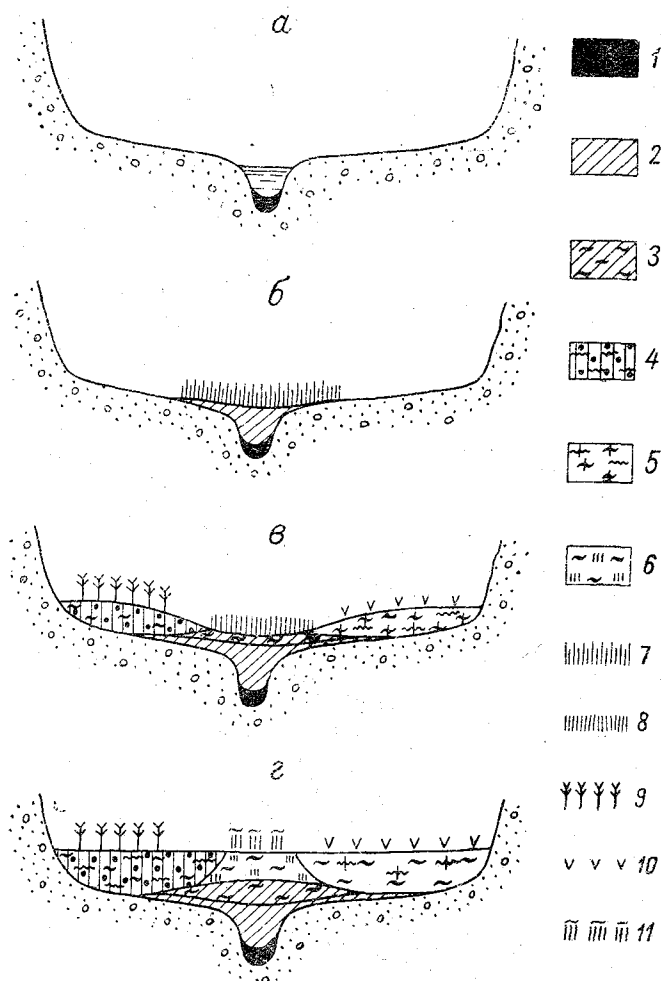


Рис. 27. Схема периферически-олиготрофного хода развития болотного массива.

1 — сапропелевое отложение, 2 — низинный торф, 3 — переходной торф, 4 — верховой торф древесно-моховой группы, 5 — верховой торф моховой группы, 6 — верховой торф травяно-моховой группы, 7 — травяной низинный микроландшафт, 8 — сфагново-осоковый (переходной) микроландшафт, 9 — сосново-сфагновый (верховой) микроландшафт, 10 — сфагново-кустарничковый (верховой) микроландшафт, 11 — сфагново-пушицевый (верховой) микроландшафт.

отражающих их происхождение. Рельеф поверхности массива обычно повторяет рельеф заболоченной территории, состав растительности болота отражает происхождение болота (водное или

суходольное) и гидрологические условия в месте образования массива (состав подстилающих грунтов, наличие грунтового питания, степень и характер минерализации грунтовых вод).

На этих стадиях рельеф простых болотных массивов, следуя рельефу заболоченной площади, может быть в центральных частях заболотившихся впадин или плоским вогнутым (рис. 26а, б, в, 27 б).

Таким образом, к первой стадии развития болотных массивов можно отнести участки заболоченного леса или луга в пониженных местах рельефа (при образовании болота на суходоле), заболачивающиеся озера, заболоченные участки в поймах рек, заболоченные долины (при рассеченном рельефе).

Характерной чертой гидрологического режима болотных мезоландшафтов на этой стадии является наличие поверхностного и при глубоких врезках впадин и долин грунтового стока в направлении к болотному массиву со стороны окружающих его возвышенностей.

При образовании массивов на ровных водораздельных пространствах, где понижения в рельефе местности могут быть очень слабо выражены, приток поверхностных вод к массиву с окружающих его территорий может практически отсутствовать. В этом случае питание болотного массива с самого начала его образования идет лишь за счет атмосферных осадков, выпадающих на его поверхность. Отсутствие приточности в общем балансе влаги болотного массива компенсируется благодаря равнинности рельефа весьма слабым стоком. Растительность таких болотных массивов может быть уже на начальных стадиях образования их олиготрофной, особенно при песчаных подстилающих грунтах.

Дальнейшая смена растительных ассоциаций быстрота нарастания растительной массы и интенсивность разложения на различных участках торфомассива зависят главным образом от изменения водного режима в пределах самого болотного массива.

Рассмотрим вначале типы болотных мезоландшафтов и соответствующие им гидрологические условия, характеризующие различные стадии при центрально-олиготрофном ходе развития болотного массива.

Вогнутый рельеф болотного массива, свойственный первой стадии развития, благодаря неравномерности торфонакопления превращается сначала в плоский, а затем в выпуклый. Поверхность центральной части массива, оказавшись выше поверхности его периферии, приводит к изменению первоначального гидрологического режима болотного мезоландшафта.

Если в первой и второй стадиях развития (рис. 26 I, II) имеет место приток воды с окружающих суходолов к периферии болотного массива и от периферии к его центральным участкам (путем фильтрации и путем поверхностного стока), то в последующих стадиях вследствие образования выпуклой формы

рельефа характерно обратное направление движения воды — от центра болотного массива к его периферии. С окружающих же суходолов, в том случае если поверхность их остается выше поверхности торфозалежи на окраинных частях массива, может попрежнему сохраняться приточность к периферии.

Этот тип водного режима, начиная с третьей стадии, в общих чертах сохраняется на всех последующих стадиях развития болотного массива и определяет дальнейший ход его формирования.

Вторая стадия характеризуется плоским рельефом поверхности болотного массива и произрастанием на большей части его площади мезотрофной растительности, представленной сфагново-высокотравными растительными ассоциациями. На краях болотного массива благодаря лучшим условиям питания водами, поступающими с суходолов, продолжает произрастать евтрофная растительность. Эту стадию развития простого болотного массива Е. А. Галкина предлагает называть сфагново-высокотравным болотным мезоландшафтом.

Гидрологические условия второй стадии по сравнению с первой (с вогнутой поверхностью) отличаются прежде всего расширением в массиве зоны застойного увлажнения, т. е. зоны с нулевыми уклонами поверхности грунтовых вод, размеры которой (при плоской форме поверхности болота) зависят от соотношения количества воды, фильтрующей к массиву с окружающих суходолов, количества атмосферных осадков, выпадающих на поверхность массива, и интенсивности испарения. Поэтому торфонакопление во второй стадии развития массива должно характеризоваться прежде всего большей равномерностью по всей площади массива, чем на первых стадиях, за исключением окраин массива, на контакте его с суходолами, где сохраняется повышенная проточность грунтовых вод (вследствие сохранения уклонов). В течение второй стадии вся поверхность болотного массива постепенно приподымается над его окраинами, повышаются также и уровни грунтовых вод по отношению к уровням на периферии. Образуется слабовыпуклый рельеф, при котором поверхность грунтовых вод получает обратные уклоны, направленные от центра к периферии массива.

При этих условиях окраины массива еще более увлажняются, уровни грунтовых вод на них стоят у поверхности торфозалежи или выше ее, а водно-минеральное питание благодаря сохранению стока с суходолов остается более или менее богатым, обуславливая произрастание евтрофной или мезотрофной растительности. Условия для сохранения евтрофной растительности на окраинах особенно благоприятны, если стекающие с болота и суходола воды не застойны, а имеют сток вдоль границ болотного массива, по контакту с суходолом в направлении общего уклона. В таких случаях образуются ложбины стока, часто с хорошо выраженным ручьем.

Возвышение центральных участков болотного массива над его периферией (рис. 26 III) вызывает дальнейшее обеднение их водно-минерального питания. Поскольку сток направлен от центра к периферии, центральные части болотного мезоландшафта оказываются в условиях только атмосферного питания, а благодаря значительной толще торфяной залежи диффузия растворов минеральных солей от дна болота не достигает его поверхности. Поэтому в центральной части болотного массива происходит постепенная смена мезотрофной растительности на олиготрофную.

В соответствии с этим третья стадия развития болотного массива может быть охарактеризована: слабовыпуклым рельефом поверхности, наличием в центральных участках массива олиготрофных сфагново-низкотравных (сфагново-пушицевых) растительных ассоциаций и евтрофной или мезотрофной растительностью на окраинах массива.

Если поверхность болота на контакте с суходолом к третьей стадии оказывается на одном уровне с поверхностью окружающих минеральных почв или выше ее и уклоны вдоль линии границы массива также малы, то окраинные части массива оказываются в условиях бедного питания, так же как и центр массива. В этих случаях окраины массива могут быть заняты также олиготрофной растительностью.

Дальнейшее изменение рельефа простого болотного массива связано с соотношением интенсивности роста массива в вертикальном и горизонтальном направлениях, зависящим от морфологических условий залегания массива. Оно влияет на проточность вод и уровни грунтовых вод, т. е. на изменение основных элементов гидрологического режима, определяющих характер болотной растительности. Общие количественные зависимости между элементами водного режима, типами болотных микрорландшафтов и распределением их на болотном массиве будут рассмотрены в главе IV. Здесь укажем лишь на отдельные стадии, которые проходят в своем дальнейшем развитии простые выпуклые болотные массивы.

При ограниченном росте массива в плане и интенсивном накоплении торфа резко увеличивается выпуклость массива и возрастают уклоны поверхности его, особенно на окраинах. При одновременном росте массива в плане и повышении его поверхности уклоны в пределах массива будут увеличиваться мало, а иногда могут даже уменьшаться. Соответственно этому в первом случае повышается проточность вод в пределах болотного массива и при неизменности климатических условий увеличивается расстояние от поверхности болота до уровня грунтовых вод, уменьшая увлажненность поверхностных слоев торфозалежи. Это создает благоприятные условия для развития древесной растительности на большей части болотного массива. На окраинах болотного массива и на контакте его с минеральными

грунтами увлажнение при этом резко возрастает, т. е., помимо притока вод с окружающих суходолов, по мере увеличения выпуклости болота возрастает приток вод к краям из центральных частей массива.

Появление на большей части поверхности болотного массива древесной растительности (сосны) характеризует последующую, четвертую стадию развития болотного массива (рис. 26 IV). Если болото на первой стадии представляло собою лесное болото или заболоченный лес, то в этой стадии оно подвергается вторичному облесению. Характер облесения в различных частях болотного массива при этом неодинаков. Наиболее высокий и густой древостой развивается ближе к окраинам массива, где уклоны поверхности и проточность вод наибольшие; ближе к центру массива древесная растительность более угнетена, высота сосен меньше и древостой разреженный. Характерная в этом отношении кривая среднего роста древесной растительности (сосны) представлена на рис. 23.

При благоприятных условиях стадия вторичного облесения массива может сохраняться продолжительное время, особенно при относительно малых размерах массива и ограниченном росте его в плане. Например, когда по линии контакта с суходолом обеспечен хороший естественный дренаж в виде ручьев, по которым идет отвод воды, стекающей с выпуклой поверхности массива. В этом случае торфонакопление на границе с суходолом идет медленно или вообще не происходит и отметки поверхности массива здесь остаются неизменными, центральная же часть массива продолжает повышаться. Краевые части массива приобретают значительные уклоны поверхности, уровни грунтовых вод на них снижаются и на окраинах массива появляется густая древесная растительность, представленная сосной, средняя высота которой нередко доходит до 8—10 м. Возникает резкое различие в степени облесенности центральных и окраинных участков массива. Болотные массивы этого типа называют *резковыпуклыми болотными массивами с облесенными склонами* (рис. 26 V). При округленной в плане форме болотного массива и относительно симметричной форме куполообразной поверхности массива, что наблюдается весьма часто, лесной склоновый пояс охватывает кольцом центральную слабо облесенную часть массива. Такие массивы также называют *резковыпуклыми болотными массивами с облесенным склоновым кольцом*.

Разрез такого массива представлен на рис. 23; план этого же массива дан в приложении I, где он входит в систему болотных массивов, занимая ее юго-восточную часть.

Когда уклоны поверхности не возрастают, стадия вторичного облесения может вообще не наступать и болотный массив, минуя стадии IV и V (рис. 26), переходит сразу из стадии мохово-травяного слабовыпуклого массива (рис. 26 III) в стадию пологовыпуклого мохового массива с грядово-мочажинным комплексом



Рис. 28. Грядово-мочажинный пологовыпуклый болотный массив центрально-олиготрофного хода развития по Е. А. Романовой).

Условные обозначения см. приложение III.

на его поверхности (рис. 26 VI). На рис. 28 представлен пример такого массива. Как видно из рисунка, массив имеет более или менее правильную округлую форму в плане центральной части, занятой грядово-мочажинным комплексом. Гряды и мочажины, вытянутые в виде длинных полос, ориентированы перпендикулярно к направлению максимальных уклонов поверхности массива и располагаются концентрически относительно точки мак-

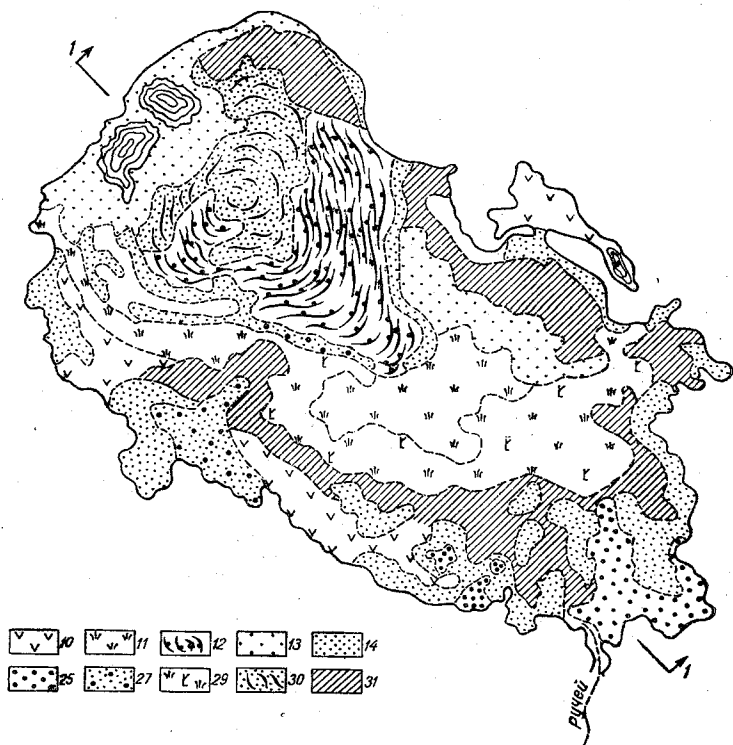
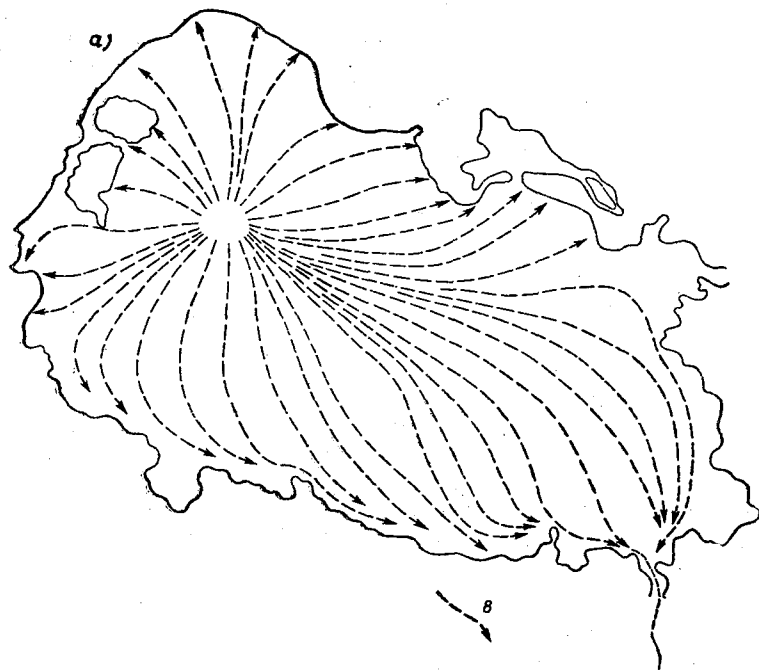


Рис. 29. Грядово-мочажинный пологовыпуклый массив цен
Условные обозначения

симальной высоты массива, представляющей собою центр выпуклости или вершину массива. Крайние участки массива заняты мохово-травяными ассоциациями — сфагново-пушицевыми и сфагново-осоковыми.

На рис. 29 представлен другой характерный пример массива центрально-олиготрофного хода развития с резко смещенным центром выпуклости к одному из краев болота относительно геометрического центра массива. Профиль этого массива по направлению 1—1 представлен на рис. 24. Наиболее возвышенная часть массива вокруг его вершины занята грядово-мочажинным комплексом. Последний опоясывается узкой полосой сфагновика

сосново-кустарничкового, представляющего собой остатки от бывшего более густого облесения центральной части массива. Далее к периферии следуют сфагново-пушицевые микроландшафты, занимающие весьма значительные площади на массиве, и, наконец, окраины болота заняты сосново-кустарничковыми и сфагново-осоковыми микроландшафтами. Линии направлений наибольших уклонов представлены на рис. 29 а. Как видно из



травяно-олиготрофного хода развития со смещенным центром.
см. приложение III.

профиля и плана болота, массив залегает в котловинообразной впадине с крутыми склонами, имеющей сток лишь через один ручей.

Переход в стадию *грядово-мочажинного пологовыпуклого мохового массива* (стадия VI), *резковыпуклого мохового массива* с облесенными склонами (стадия V) или выпуклого облесенного массива (стадия IV) может происходить вследствие ухудшения дренирующего действия окружающих массив ручьев от зарастания и заболачивания их. Это вызывает повышение уровней грунтовых вод на периферии болотного массива и гибель древесной растительности высокого бонитета. На резковыпуклых болотных

массивах с облесенными склонами часто можно наблюдать зону сплошного сухостоя с внешней стороны облесенного кольца (рис. 30), образованную стволами деревьев, погибших в результате повышения уровней грунтовых вод на окраинах массива и ухудшения условий питания.

Заболачивание и ухудшение дренирующего действия ручьев и ложбин вызывают усиленное торфонакопление на внешней границе массива с суходолом, повышение поверхности болота на окраинах массива и выравнивание рельефа. При этом резковы-



Рис. 30. Отмирающий древостой с внешней стороны облесенных склонов резковыпуклых моховых массивов.

пуклый болотный массив может перейти в пологовыпуклый (рис. 26 VI). В процессе развития сосново-кустарничковая растительность, свойственная массивам с большими уклонами поверхности, сменяется сфагново-кустарничково-сосновой, а при дальнейшем уменьшении уклонов происходит расчленение растительных ассоциаций и микрорельефа болота, что приводит к образованию так называемого грядово-мочажинного комплекса со сфагново-кустарничково-сосновыми ассоциациями на повышениях (грядах) и сфагново-пушицевыми или сфагново-шейхцериевыми в понижениях (мочажинах). По мере выполаживания поверхности массива грядово-мочажинный комплекс постепенно распространяется на большую часть болотного массива.

Грядово-мочажинные пологовыпуклые моховые массивы могут, таким образом, в одних случаях представлять последующую стадию развития резковыпуклого мохового массива, в других слу-

чаях — стадию, в которую непосредственно переходят сфагново-пушицевые слабовыпуклые массивы.

В обоих случаях эти массивы являются наиболее поздней стадией развития простого болотного массива.

Рассматривая ряд центрально-олиготрофных болотных мезоландшафтов, Е. А. Галкина выделяет в качестве последней стадии развития простого болотного массива, наблюдающейся в современную нам эпоху, *плосковыпуклые моховики с озерково-мочажинным центром*. Эти массивы встречаются в условиях умеренного и весьма влажного климата. Центральные части выпуклых массивов, имеющие наименьшие уклоны, при больших размерах массива почти не имеют стока вод, благодаря чему находятся в состоянии постоянного застойного переувлажнения атмосферными водами. Создаются условия, неблагоприятные даже для наиболее неприхотливых к условиям питания видов сфагновых мхов. Поэтому ежегодный прирост растительного материала в центральных частях массива или совсем прекращается, или уменьшается настолько, что торфонакопление идет медленнее, чем на окраинах массива. Это приводит к еще большему уплотнению центральной части массива и застою на ней влаги. Прекращение роста растений, усиливаемое обычно появлением печеночников, приводит местами к полной деградации растительного покрова в центральных частях массива: мочажины постепенно разрастаются, превращаясь в озери с открытой водной поверхностью, чередующиеся с возвышениями из мохового покрова или оголенного торфа без растительности. Рельеф массива на этой стадии характеризуется хорошо выраженными склонами, занятыми трядово-мочажинными комплексами, и плоской центральной частью с озерково-мочажинным комплексом (рис. 26 VII). Пример такого массива представлен на рис. 31.

При периферическо-олиготрофном ходе развития болотных массивов в общих чертах сохраняется аналогичная последовательность в сменах растительности и изменениях скорости торфонакопления, обуславливаемая соответствующими изменениями гидрологического режима массива. Однако закономерности в распределении различных типов фитоценозов по территории болотного массива и обуславливаемые ими отложения торфа будут иными (рис. 27). Для первых стадий развития болотного массива свойственна плоская или вогнутая форма поверхности с наименьшими отметками в середине долины (рис. 27б). Вся площадь массива занята евтрофной или мезотрофной растительностью лесного, травяного или травяно-мохового типов. Переход к последующей стадии характеризуется тем, что, как уже указывалось, вследствие меньшей проточности и более бедного питания на окраинах болотного массива, смена растительности на мезотрофную и затем на олиготрофную вначале происходит у краев долины. Процессы разложения идут медленнее на окраи-

нах массива по сравнению с центральными участками, что приводит к более быстрому росту торфяной залежи на периферии массива.

Такой характер водного режима и торфонакопления определяет в течение ряда последующих стадий (рис. 27 в) сохранение

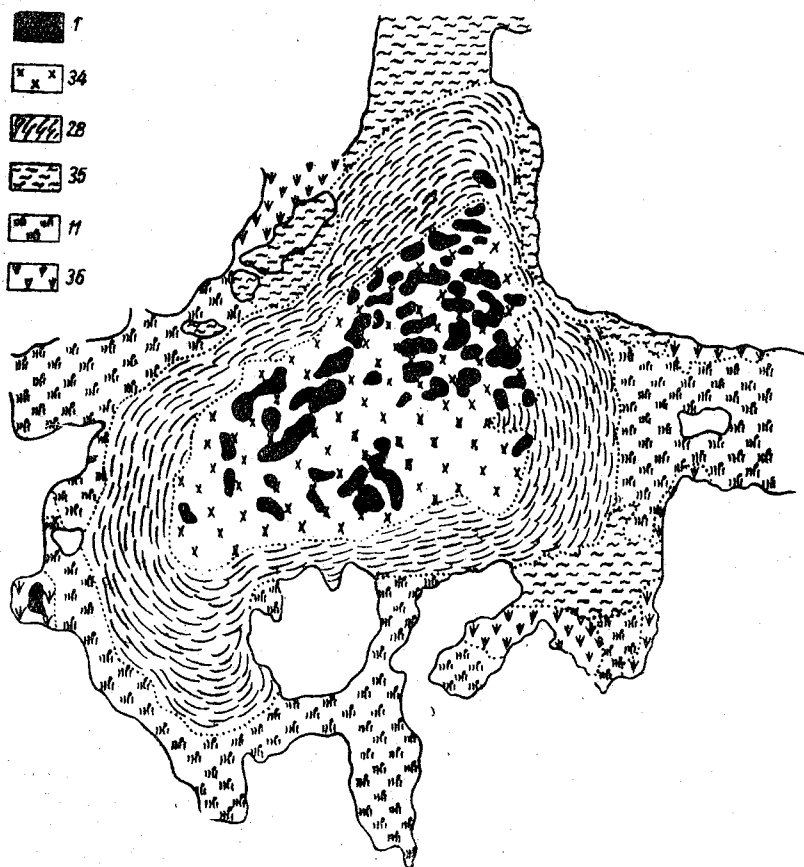


Рис. 31. Плосковыпуклый грядово-мочажинный болотный массив с озерково-мочажинным центром.

Условные обозначения см. приложение III.

своеобразного рельефа болотного массива: выпуклой поверхности крайних частей его, возвышающихся над поверхностью центральной полосы. По мере нарастания торфяной залежи на окраинных частях массива, последние оказываются в условиях меньшего увлажнения и меньшей проточности, чем центральная часть массива, на них появляется олиготрофная растительность и при достаточно низком уровне грунтовых вод развивается древесная растительность, т. е. наступает стадия вторичного облесения сос-

ной. Центральные полосы болотных массивов могут оставаться занятыми евтрофными и мезотрофными растительными ассоциациями.

Последней стадией развития периферически-олиготрофных болотных массивов, наблюдаемой в современную эпоху, согласно Е. А. Галкиной, является стадия с плоской формой поверхности массива (рис. 27 г). Уплотнение рельефа происходит в тех случаях, когда ухудшается проточность вод в центральной полосе массива, следствием чего является и увеличение интенсивности торфонакопления в этой части массива.

Для болотных массивов периферически-олиготрофного хода развития характерно, что на всех стадиях развития их в цен-

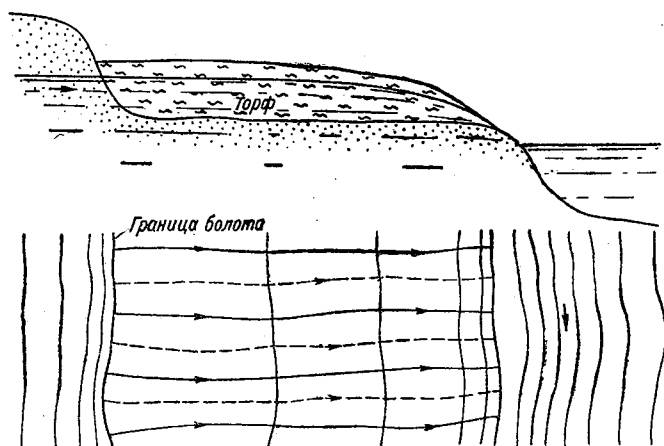


Рис. 32. Схема стекания вод при образовании массивов на пологих склонах и речных террасах.

тральных частях массива может наблюдаться хорошо выраженный грядово-мочажинный комплекс. Наличие или отсутствие грядово-мочажинного комплекса связано со степенью увлажненности центральной полосы массива и величиной продольных уклонов дна долины.

Рассмотренные две схемы развития простых болотных массивов наблюдаются при соответствующих геоморфологических условиях и представляют собой крайние возможные случаи в схеме движения поверхностных и почвенно-грунтовых вод в отрицательных элементах рельефа суши.

В природных условиях в зависимости от характера и особенностей рельефа часто наблюдаются в большей или меньшей мере отклонения в ходе развития простых болотных массивов от описанных схем. Можно указать также на ряд случаев, когда рельеф в местах образования болот обуславливает, казалось бы, совершенно иной ход развития болотных массивов. Но при более вни-

мательном рассмотрении гидрологической схемы образования болотных массивов обычно оказывается, что их можно считать различными частными случаями, получающимися в результате сочетания обоих вышеуказанных схем.

Для примера рассмотрим гидрологические условия образования болотных массивов на склонах речных террас и на пологих водораздельных пространствах, имеющих уклон поверхности в каком-либо одном направлении.

Движение атмосферных вод, выпадающих на поверхность таких массивов, и грунтовых, выклинивающихся, например, из-под коренных берегов, совершается равномерно распределенным по всему склону потоком (рис. 32). Линии стекания в этих условиях представляют собой сетку параллельных линий. Водное питание в любой точке болотного массива, как легко видеть из сравнения схем стекания на рис. 26, 27 и 32, определяется некоторыми средними условиями. В схемах рис. 26 имеет место радиально сходящийся или расходящийся поток, в схеме рис. 27 — поток, концентрирующийся на траверзе долины при общем направлении его вдоль уклона долины. В рассматриваемом случае имеет место поток, направленный вдоль общего склона.

§ 10. Образование систем болотных массивов

Изолированные простые болотные массивы занимают сравнительно небольшие по площади пространства.

Крупные болотные массивы, площади которых измеряются десятками и сотнями тысяч гектаров, как правило, представляют собой системы простых массивов, которые образовались в результате слияния таких болотных массивов, до известных стадий развивавшихся изолированно друг от друга.

Образование систем болотных массивов, составляющих болотные макрорельефы, особенно характерно для районов с равнинным рельефом зоны избыточного увлажнения, где процессы заболачивания новых территорий идут прогрессивно и расширение по площади вначале изолированных отдельных болотных массивов происходит наиболее быстро.

Слияние изолированных простых болотных массивов в общий болотный массив может начинаться на различных стадиях торфообразования.

При плоском рельефе и слабо выраженных понижениях поверхности разрастание массива в плане начинается на ранних стадиях, при небольших толщинах торфяных отложений и слабо-выпуклой или плоской поверхности самих массивов. Напротив, при хорошо выраженных впадинах и понижениях рельефа отдельные простые болотные массивы сохраняют изолированное положение на местности до поздних стадий развития и соединение их в общий болотный массив начинается либо при значительных толщинах торфяных залежей, свойственных поздним

стадиям развития массивов, либо вообще не наступает. При слиянии массивов на поздних стадиях развития в системе легко различить составившие ее простые болотные массивы по характерным для них типам мезоландшафтов и характерному рельефу. Если система образовалась из простых болотных массивов центрально-олиготрофного хода развития, то для нее характерно наличие нескольких хорошо обособленных выпуклостей, большей частью занятых грядово-мочажинным комплексом с хорошо выраженными наивысшими точками — вершинами.

На рис. 33 представлен пример подобной системы, образовавшейся из двух пологовыпуклых грядово-мочажинных массивов. Оба массива, составляющие систему, имеют концентрическое расположение гряд и мочажин относительно своих вершин, характерное для простых болотных массивов центрально-олиготрофного хода развития. Массивы отделяются друг от друга рядом минеральных островов, между которыми располагаются осоковые, пушицевые и сфагново-пушицевые микроландшафты с мелкой (до 2 м) торфяной залежью, указывающие на то, что заболачивание этих участков и соединение общих массивов в общий болотный массив произошло на поздних стадиях развития, когда рельеф их уже приобрел выпуклую форму. На рис. 33 *a* представлены линии наибольших уклонов поверхности рассматриваемых болотных массивов, совпадающие с направлениями стекания вод в пределах их территории. Отсюда видно также, что осоковые и пушицевые ассоциации, располагающиеся на контакте обоих массивов, занимают наиболее низкие участки по отношению к отметкам поверхности обоих массивов.

В тех случаях, когда система образовывалась от слияния простых массивов на ранних стадиях развития, на которых еще не сформировался выпуклый рельеф каждого болотного массива в отдельности, обычно трудно выделить и установить на основании только ландшафтных признаков первоначальные простые болотные массивы, составившие систему. Торфонакопление и формирование рельефа поверхности этих систем в течение длительного периода, после соединения отдельных массивов в один общий массив, происходили под влиянием постепенно изменявшегося гидрологического режима, который в свою очередь зависел от сложных изменений в рельефе и в растительном покрове на всей территории системы. Такие системы болотных массивов представляют собой гораздо более сложный случай для установления их генезиса, для чего обычно бывает недостаточным анализ лишь одних ландшафтных признаков и приходится прибегать к исследованиям торфяной залежи.

Профиль подобной системы представлен на рис. 10.

Как видно из рисунка, в современном рельефе поверхности системы наивысшие точки выпуклостей не соответствуют впадинам дна болота, что обычно характерно для развития простых центрально-олиготрофных болотных массивов. Вся толща торфя-

ной залежи, за исключением нижних горизонтов, сложена сфагновыми торфами и крайне однородна по своему строению. Общая толщина торфяной залежи достигает местами 9 м. Из них нижние горизонты, сложенные в основном сфагново-пушицевыми и осоково-древесными торфами, составляют всего лишь 1—2,5 м. Строение залежи системы указывает на то, что вся система развивается уже длительный период времени как единый целый болотный массив.

Рельеф и распределение болотных микроландшафтов по территории массива в таких системах имеют также весьма сложные закономерности (см. приложение II). В длительном процессе торфонакопления и постепенного изменения рельефа на различных участках системы изменялся и гидрологический режим (проточность и увлажненность), следствием чего являлись и соответствующие смены растительных ассоциаций, изменения микро-рельефа и изменения в скорости торфонакопления. Благодаря этому гидрологический режим и рельеф на современной стадии развития системы совершенно не отражают начальные гидрологические условия ее образования.

Система болотных массивов, представленная в приложении II, является водораздельной между двумя крупными речными бассейнами.

Водоприемниками стекающих вод являются ручьи и реки, текущие в различных направлениях и впадающие с северной и южной сторон системы в крупные реки. Сложная конфигурация системы, изобилие озер и озерков, а также весьма сложное распределение направлений стекания вод в пределах территории болотной системы весьма характерны для крупных водораздельных массивов, площади которых измеряются десятками и сотнями тысяч гектаров.

Подобно простым болотным массивам, образование которых было рассмотрено в § 9, различные типы систем болотных массивов будут зависеть от характера рельефа местности и хода развития простых болотных массивов. Поэтому можно все системы болотных массивов, независимо от типа образовавших их простых болотных массивов, различать следующим образом.

1. Системы, образовавшиеся от слияния простых массивов на поздних стадиях их развития. Эти системы характеризуются: более или менее хорошо выделяющимися границами между отдельными, образовавшими их болотными мезоландшафтами, сохранением рельефа и растительного покрова на отдельных мезоландшафтах, свойственных аналогичным простым болотным массивам в изолированном их положении (рис. 33).

2. Системы, образовавшиеся путем слияния простых массивов на ранних стадиях их развития. Эти системы характеризуются: полным исчезновением границ между первоначальными, образовавшими их простыми болотными массивами, рельефом и распределением растительного покрова по территории системы,

не отражающими условия начального образования системы (рис. 10 и приложение II).

3. Системы, в которых одни части территории образовались от слияния простых болотных массивов на ранних стадиях развития, другие — на поздних стадиях (приложение I).

Среди типов 1 и 3 систем следует также различать системы, образованные от слияния простых болотных массивов однотипного хода развития, и системы, которые образовались от соединения болотных массивов с различным ходом развития. Так, например, могут иметь место системы болотных массивов, образовавшиеся от соединения нескольких простых болотных массивов периферически-олиготрофного хода развития. Такая система будет представлять собой *однородную* по характеру составляющих ее массивов систему. Но могут также встречаться системы, которые образовались в результате соединения массивов, различных по ходу развития, например из массивов центрально-олиготрофного развития и из массивов смешанного хода развития. Такие системы представляют собой *неоднородные* болотные системы.

Наконец, следует различать системы болотных массивов (в особенности среди типов 1 и 3) и по стадиям развития входящих в них болотных мезоландшафтов. Так, например, система болотных массивов может состоять из нескольких мезоландшафтов центрально-олиготрофного хода развития, которые находятся на стадии грядово-мочажинных пологовыпуклых массивов (рис. 33); или же система может быть образована мезоландшафтами, одни из которых находятся на стадии пологовыпуклых грядово-мочажинных массивов, другие — на стадии резковыпуклых массивов с облесенными склонами, третьи — на стадии слабовыпуклых махово-травяных болотных массивов и т. п.

Таким образом, при характеристике типа системы болотных массивов следует основываться на определении следующих главных признаков:

- 1) стадий развития простых болотных массивов, при которых происходило образование системы;
- 2) однородности или неоднородности системы по ходу развития составляющих ее простых массивов;
- 3) однородности или неоднородности системы по стадиям развития входящих в нее простых болотных массивов.

ГЛАВА II

ВОДНЫЕ СВОЙСТВА ТОРФА

§ 11. Классификация видов торфа

Торф, слагающий торфяные залежи болотных массивов, не представляет собой однородную по своим физическим свойствам массу. Поэтому различают разные виды торфа в зависимости от ботанического состава и степени его разложения.

Ботанический состав торфа определяется составом первичных фитоценозов, послуживших его торфообразователями. Классификация видов торфа, разработанная в Московском торфяном институте под руководством С. Н. Тюрменова [68] и в настоящее время принятая Межведомственным техническим советом Главного управления торфяного фонда (Главторффонда) РСФСР для применения при производстве торфоразведочных работ, исходит из понятий о «виде торфа» и о «пластообразующем виде торфа».

Видом торфа называется первичная таксономическая¹ единица, характеризующаяся определенным, достаточно постоянным сочетанием доминирующих остатков отдельных видов растений, а также характерных остатков, отражающих насколько возможно исходные растительные ассоциации².

Пластообразующими видами торфа называют пространственно значительно выраженные отложения, обычно состоящие из нескольких первичных видов торфа и происшедшие из растительных формаций³ или комплексов ассоциаций.

В настоящее время строение торфяных залежей болотных массивов при торфоразведочных работах изучается с точки зрения пластообразующих видов торфа, так как более мелкая классификационная единица — вид торфа — не может быть положена в основу классификации строения торфяных залежей болот. В связи с тем, что каждый пластообразующий вид торфа отражает в своем видовом составе исходный, отложивший его фитоценоз, между классификацией болотных микроландшафтов (табл. 1) и классификацией торфов (рис. 34) имеется близкое соответствие.

Фитоценозы, слагавшиеся в условиях богатого, обедненного и бедного водно-минерального питания, отложили и соответствующие им типы торфа, так как водно-минеральный режим, при котором слагались эти фитоценозы, обуславливал не только их видовой состав, но и биохимические процессы торфообразования.

Поэтому торф делится на *три основных типа*, соответствующих экологическим типам образовавшей его болотной растительности: *низинный, переходный и верховой* (рис. 34). Низинный тип торфа имеет наибольшую зольность и наименьшую кислотность; наименьшей зольностью и максимальной кислотностью обладает верховой тип торфа. Переходный тип торфа занимает промежуточное положение.

Дальнейшее подразделение торфа внутри каждого типа предусматривает деление их на группы и виды. Каждая группа

¹ Классификационная.

² Приведенное определение вида торфа дано конференцией болотоведов, собранной Московским торфяным институтом в 1941 г.

³ Растительная формация представляет собой высшую по отношению к ассоциации классификационную единицу растительного покрова; формация — объединение фитоценозов различного флористического состава и различного ярусного строения (т. е. различных ассоциаций), но с одним и тем же доминантом-эдификатором или группой кондоминантов-эдификаторов.

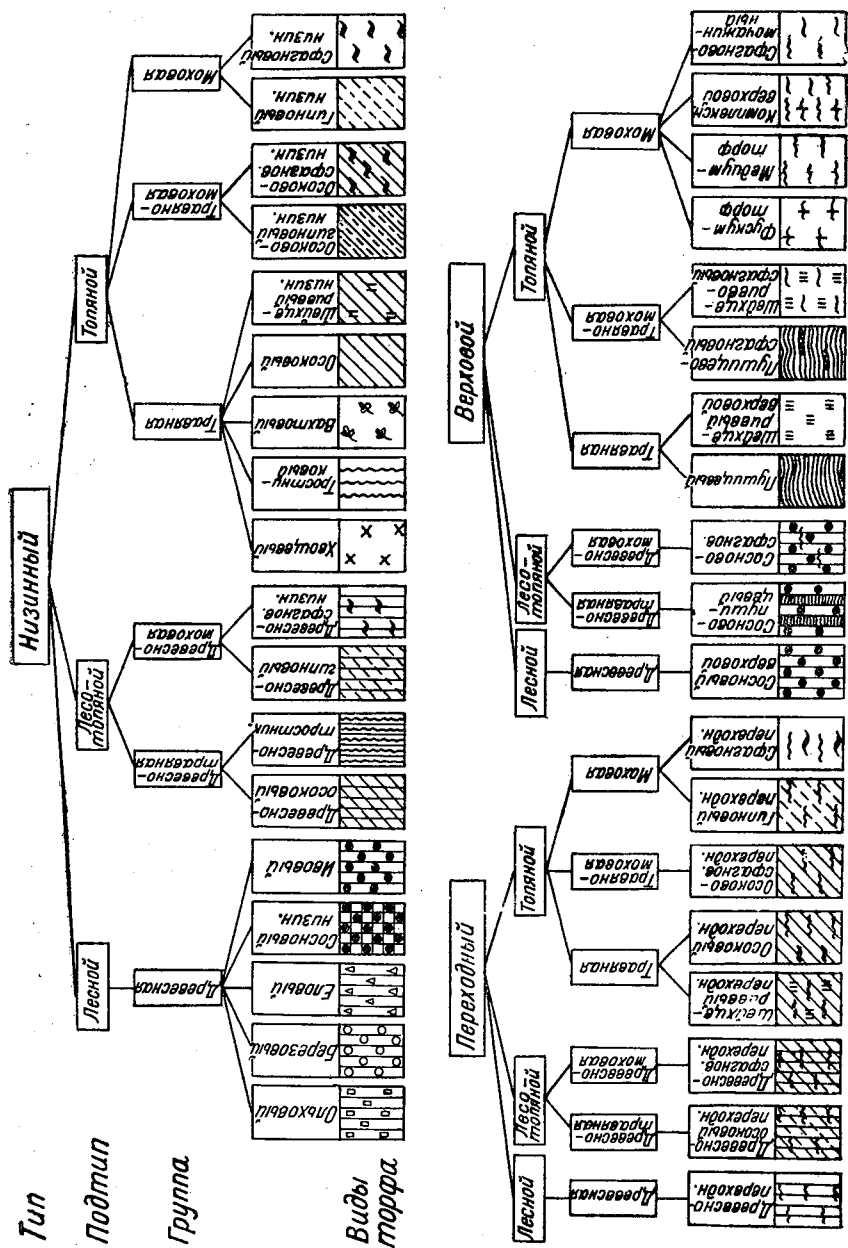


Рис. 34. Схема классификации торфов.

торфа объединяет пластообразующие виды торфа, которые по процентному соотношению заключенных в них остатков растительности можно отнести к соответствующей группе образовавших их фитоценозов (см. табл. 1 и рис. 34), выделенной по жизненным формам растений-эдификаторов.

Пластообразующие виды торфа, как уже указывалось, соответствуют в этой классификации комплексам растительных ассоциаций или растительным формациям, отлагавшим пласты торфа. Поэтому названия отдельных видов торфа, которых насчитывается всего в данной классификации 37, в большей своей части совпадают с названиями комплексов ассоциаций и формаций в классификации болотных микроландшафтов и отражают исходный тип фитоценоза.

На рис. 34 приводятся стандартные условные обозначения различных видов торфа, которыми принято пользоваться при составлении разрезов торфяных залежей.

Различные пластообразующие виды торфа, относящиеся к каждому из трех типов, обладают большим разнообразием физических и химических свойств, зависящих не только от видового состава образовавших их растений торфообразователей, но и от степени разложения.

Степень разложения торфа определяется отношением количества гумифицированной массы измельченных до размеров коллоидов частиц органического материала к количеству неразложившихся органических остатков растений, выраженным в процентах.

По степени разложения торф может быть разделен на следующие три группы: 1) при степени разложения от 5 до 25% — слабо разложившийся торф, 2) при степени разложения от 25 до 45% — среднее разложившийся торф и 3) свыше 45% — сильно разложившийся торф.

Для определения степени разложения торфа существует ряд лабораторных и полевых способов, которые излагаются в специальной литературе по торфоведению [40].

В связи с тем, что от степени разложения торфа и от ботанического состава зависят все его основные водные свойства (в том числе такие существенные в гидрологическом отношении, как водопроницаемость, капиллярность и водоотдача, влажность и т. п.), с ними необходимо считаться при всех гидрологических исследованиях болот.

Так как гидрологический режим торфяника на различных его участках определяет, с одной стороны, состав фитоценозов, а с другой — степень разложения торфа, то каждой группе торфа соответствует более или менее постоянный диапазон изменения разложения.

Наиболее высокой степенью разложения отличается торф древесной группы. Степень разложения торфа этой группы в некоторых случаях достигает 70—80% при среднем разложении

около 50 %. Такой торф образуется либо в условиях пониженной увлажненности верхних горизонтов залежи болотных массивов, либо в условиях периодического обильного увлажнения и интенсивного высыхания залежи при повышенной проточности вод. В этих условиях процессы разложения идут наиболее интенсивно.

Торф травяной группы образуется при высокой степени увлажнения и значительной минерализации вод и имеет среднюю степень разложения (35—45 %), более низкую в сравнении с торфом древесной группы.

Торф моховой группы обладает наименьшей степенью разложения, которая изменяется от 5 до 30 % в зависимости от увлажненности среды при торфообразовании и степени проточности.

Средние степени разложения торфа различных групп последовательно убывают в следующем порядке: древесные, древесно-травяные и древесно-моховые, травяные, травяно-моховые, моховые.

По виду торфа, составляющего нижние горизонты торфяных залежей, определяют происхождение болотных массивов. Если нижний горизонт составляет торф древесной группы, то болото образовалось путем суходольного заболачивания. При образовании болотного массива на месте бывшего водоема, в нижних горизонтах торфяных залежей на контакте с минеральными грунтами встречаются слои сапропеля, или озерного ила.

Другими важными характеристиками торфа являются *зольность* и *кислотность*. Определение зольности торфа практически важно в тех случаях, когда необходимо использовать торф на топливо.

При гидрологических исследованиях зольность имеет меньшее значение, так как водные свойства торфа зависят главным образом от степени разложения и ботанического состава и в малой степени от зольности.

Определяется зольность отношением веса минеральных веществ, содержащихся в данном объеме торфа, к полному весу твердой составной части, выраженным в процентах. Значения зольности колеблются для верхового торфа в среднем от 2 до 4 %, для низинного — до 20 %.

Кислотность торфа, выраженная в pH, является наибольшей для верхового торфа (от 3,5 до 4,5) и наименьшей для низинного (от 5,5 до 7,5).

Приведенная классификация торфа основана главным образом на изучении богатого материала по Европейской территории СССР.

Нет сомнения в том, что изучение строения торфяных залежей и состава торфа на еще мало изученных в этом отношении территориях приведет к необходимости в дальнейшем пополнить и расширить эту классификацию торфа, хотя в данный момент она является наиболее полной.

§ 12. Дисперсность и структура торфа

Торфяную массу, слагающую толщу залежи болотных массивов, за исключением верхнего растительного слоя, с физической точки зрения следует рассматривать как полидисперсную трехфазную систему, в которой роль дисперсной среды играет вода, а дисперсной фазой являются частицы различных размеров, представляющие собой продукты распада растительности и пузырьки газа. Наиболее крупные частицы в торфе легко различаются невооруженным глазом, самые же мелкие имеют размеры коллоидных частиц.

От изменения количества содержащейся в торфе воды изменяются и различные физические свойства торфа, в том числе и такие важные в гидрологическом отношении свойства, как водоотдача, водопроницаемость и водоудерживающая способность. При относительно малом количестве содержания влаги торф приближается к связнодисперсным системам, в которых все фазы по отношению друг к другу могут рассматриваться как дисперсные. При этом не все частицы твердой фазы торфа отделены друг от друга жидкой средой (водой), а часть их соприкасается друг с другом. Увеличение влажности торфа приближает его по своим свойствам к свободнодисперсным системам, в которых частицы дисперсных фаз отделены друг от друга дисперсной средой (в данном случае водой) и не соприкасаются друг с другом.

В природных условиях торфяные залежи болотных массивов сложены различным как по степени разложения, так и по ботаническому составу торфом, имеющим различную степень увлажнения. Следовательно, естественные болотные массивы представляют собой напластования различного по своим физическим свойствам торфа.

Водоотдача, водопроницаемость и водоудерживающая способность болотных массивов зависят в первую очередь от степени связанности воды с твердыми частицами торфа.

Для определения этой связи необходимо знать дисперсность или степень измельченности частиц твердой фазы торфа. Последняя определяется отношением суммарной поверхности всех частиц S к объему всей системы V

$$\varphi = \frac{S}{V} \quad (1)$$

и называется удельной поверхностью. С увеличением удельной поверхности увеличивается поверхность раздела фаз и соответственно возрастает энергия системы, обуславливаемая действием поверхностных сил между твердой и жидкой фазами. Следствием этого является увеличение количества воды, находящейся в поле действия поверхностных сил.

Вычисление площади поверхности раздела основывается на результатах опытов по определению крупности частиц и их весового содержания в торфе.

Методика таких определений заключается в следующем. Известно, что скорость падения твердых частиц в неподвижной жидкости зависит от размеров частиц и их плотности. При равномерной скорости падения частицы сила сопротивления жидкости уравнивается весом частицы в воде. Принимая форму частиц твердого вещества шарообразной, можно для силы сопротивления движению частицы в вязкой жидкости написать следующее выражение на основании известного из гидромеханики закона Стокса:

$$F = 6\pi r \eta u, \quad (2)$$

где r — радиус частицы, η — вязкость жидкости, u — скорость движения частицы. Эта сила уравнивается весом частицы:

$$6\pi r \eta u = \frac{4}{3} \pi r^3 (\gamma_1 - \gamma) = \frac{4}{3} \pi r^3 (\rho_1 - \rho) g, \quad (3)$$

где γ_1 и ρ_1 — соответственно удельный вес и плотность твердого вещества частиц, γ и ρ — удельный вес и плотность жидкости (дисперсионной среды), g — ускорение силы тяжести.

Отсюда скорость падения частицы в жидкости

$$u = \frac{2}{9} r^2 \frac{\gamma_1 - \gamma}{\eta} = \frac{2}{9} r^2 g \frac{\rho_1 - \rho}{\eta}. \quad (4)$$

Закрывая торфяную суспензию в специальный цилиндр достаточной высоты и измеряя через определенные промежутки времени t_i от начала осаждения количество твердого вещества, содержащегося в суспензии на расстоянии H от поверхности жидкости, нетрудно подсчитать на основании формулы (4) размеры частиц, соответствующие измеренному количеству твердого вещества. В самом деле, если через промежуток времени t от начала осаждения вес твердой фазы на расстоянии H равен G_i , то наибольший радиус частиц, входящих в это количество, будет равен на основании (4)

$$r_i = \sqrt{\frac{9}{2} \eta \frac{H}{t_i g (\rho_1 - \rho)}}, \quad (5)$$

так как $u_i = \frac{H}{t_i}$. Следовательно, количество твердой фазы, равное G_i , будет содержать в себе только частицы с радиусом не свыше r_i .

Измеряя последовательно через промежутки времени $t_1, t_2, t_3, \dots, t_n$ от начала опыта количества твердой фазы $G_1, G_2, G_3, \dots, G_n$ и определяя соответствующие им максимальные размеры частиц $r_1, r_2, r_3, \dots, r_n$, можно построить кривую зависимости G от r

(рис. 35). Начальное количество твердой фазы, содержащееся в суспензии G_0 , принимается при этом за 100%. Кривые $G = f(r)$ представляют собой интегральные кривые седиментации (осаждения) и выражают зависимость суммарного количества всех частиц радиусов меньших данного от радиуса r .

Дифференцированием функции G по r можно построить зависимость $\frac{dG}{dr} = f_1(r)$ (рис. 36), представляющую кривую распределения твердой фазы по размерам составляющих ее частиц. Полу-

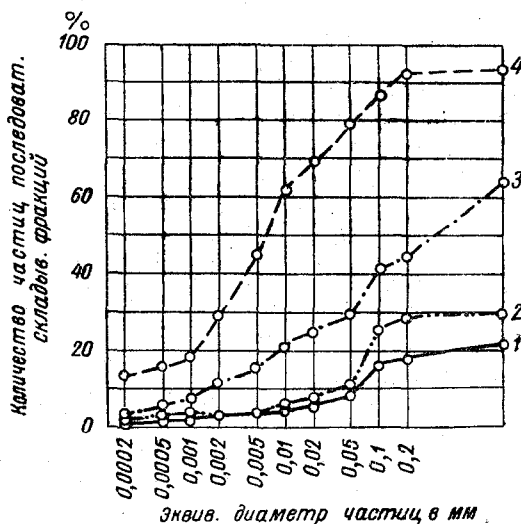


Рис. 35. Экспериментальные кривые зависимости суммарного количества частиц твердой фазы торфа от диаметра частиц для различных степеней разложения сфагново-пушицевого (верхового) торфа (по Е. П. Семенскому).

Степень разложения: 1 — 10%, 2 — 30%, 3 — 60%, 4 — 80%.

ченные таким образом кривые $G = f(r)$ и $\frac{dG}{dr} = f_1(r)$ являются количественной характеристикой степени дисперсности торфа.

В настоящее время применяются различные способы и приборы для измерения твердой фазы при опытах по осаждению (седиментации). Описание их и методика ведения эксперимента представляют специальный вопрос. Здесь приведем лишь некоторые результаты этих опытов с торфами.

В табл. 2 даны результаты вычислений кривых распределения фракций твердой фазы торфа и удельной поверхности раздела, приводимые Н. Н. Кулаковым [21] по опытным материалам Е. П. Семенского и Х. И. Ривкиной [39].

Из данных табл. 2 нетрудно видеть, что для естественного торфа, не подвергнутого искусственной механической переработке, наиболее мелкие фракции составляют всего 4—5% массы

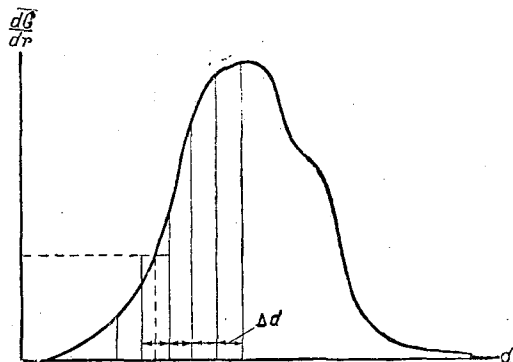


Рис. 36. Кривая распределения массы частиц по их крупности.

твердой фазы торфа, а 50% всей удельной поверхности раздела между фазами приходится именно на это количество мельчайших коллоидных частиц. Наоборот, наиболее крупные частицы,

Таблица 2

Величина удельной поверхности частиц торфа различной крупности в 1 г сухого вещества торфа

Диаметр частиц, мм (от — до)	Средний радиус, мм	Масса фракций торфа в 1 г сухого вещества, г		Удельная поверхность частиц торфа $\Delta\sigma$, приходящаяся на данную фракцию, см ²	
		естественного	механически переработанного	естественного	механически переработанного
> 2	> 1	0,446	0,263	< 9,0	< 5,3
0,2—2,0	0,550	0,107	0,094	4,0	3,5
0,1—0,2	0,075	0,057	0,026	20,4	10,0
0,05—0,1	0,0375	0,081	0,054	44,0	30,0
0,01—0,05	0,015	0,113	0,199	150	270
0,005—0,01	0,00375	0,052	0,088	283	480
0,001—0,005	0,0015	0,054	0,093	733	1 260
0,0005—0,001	0,000375	0,016	0,061	853	3 250
0,0002—0,0005	0,000175	0,031	0,056	3 620	6 540
< 0,0002	< 0,0001	0,043	0,056	> 6 730	> 8 770
Всего . . .		1 г	1 г	> 12 600	> 20 600

масса которых составляет для первого образца 44,6% массы твердой фазы, дают ничтожно малую долю поверхности раздела.

Таким образом, мельчайшие коллоидные фракции, содержащиеся в твердой фазе торфа, играют главную роль в связывании воды в торфе и в создании высокого потенциала поверхностных сил связи.

На рис. 35 приведены интегральные кривые распределения фракций в сфагново-пушицевом торфе различных степеней разложения по опытам Е. П. Семенского. Сравнивая кривые, соответствующие различным степеням разложения, легко видеть, что с увеличением степени разложения торфа увеличивается измельченность твердой фазы, количество мелких фракций в твердой фазе торфа возрастает и соответственно растет удельная поверхность всей дисперсной системы. Поэтому степень связанности воды в сильно разложившихся торфах значительно выше, чем в мало разложившихся.

Необходимо отметить, что до сих пор произведено далеко недостаточное количество опытов по определению крупности частиц твердой фазы и кривых распределения для торфа. Поэтому нет возможности характеризовать все многообразие видов торфа соответствующими кривыми распределения с разделением их по ботаническому составу и степени разложения.

Е. П. Семенский на основании опытов сделал сравнение дисперсности для двух типов торфа — верхового (сфагново-пушицевого) и низинного (осокового) — с одинаковой степенью разложения, которое позволило прийти к следующим выводам:

а) независимо от степени гумификации (разложения) низинный торф обладает более однородной дисперсностью, чем верховой, и отличается от последнего меньшим содержанием мелких частиц;

б) при малых степенях гумификации дисперсность низинного торфа выше дисперсности верхового и, наоборот, при высоких степенях гумификации большей дисперсностью обладает верховой торф.

Опытами также установлено, что в торфе, подвергавшемся механической переработке, количество мелких фракций и коллоидных частиц увеличивается. Поэтому искусственно механически обработанный торф меняет свои водные свойства по сравнению с торфом естественной, ненарушенной структуры, в частности такой торф менее проницаем для воды и коэффициент фильтрации его меньше чем у естественного торфа.

При производстве опытов по осаждению для определения крупности фракций в торфе форму частиц условно принимают шарообразной, что дает возможность использовать формулу Стокса для подсчета скорости осаждения. В действительности отдельные частицы торфа имеют самые различные формы. Поэтому замена их шарообразной формой является до известной степени условным приемом. Можно все же утверждать, что раз-

меры действительных частиц торфа имеют тот же порядок, как и размеры их эквивалентов, вычисленные из опытов по осаждению (седиментации). Радиусы определяемых эквивалентных шарообразных частиц называются поэтому *эквивалентными радиусами*.

В расчетах фильтрационной способности торфов непосредственное использование получаемых из опытов функций распределения крупности фракций при современном состоянии теории фильтрации невозможно. Поэтому для вычисления коэффициентов фильтрации по степени дисперсности торфа все многообразие размеров частиц исследуемого торфа приходится заменять одним постоянным числом, называемым *действующим диаметром*. Действующий диаметр представляет собой диаметр частиц одинакового размера, которые, образуя некоторую фиктивную пористую среду (грунт), создают для нее водопроводимость, соответствующую действительному грунту (в данном случае торфу) с неоднородными по размерам частицами.

Тогда, если известна кривая распределения размеров фракций данного вида торфа, действующий диаметр для него может быть определен из следующего равенства:

$$\frac{1}{d_0} = \frac{G_1}{d_1} + \frac{G_2}{d_2} + \frac{G_3}{d_3} + \dots + \frac{G_n}{d_n} = \sum_{i=1}^n \frac{G_i}{d_i}, \quad (6)$$

где d_0 — действующий диаметр, d_i — средний эквивалентный диаметр частиц данной фракции, G_i — вес всех частиц данной фракции, получаемый из опытов по осаждению.

Для подсчета d_0 кривую распределения разбивают на ряд интервалов величиной Δd (рис. 36) и затем подсчитывают для каждого интервала среднее значение веса частиц G_i и средний эквивалентный диаметр d_i . При этом

$$G_i = G_{i-1} + \frac{\Delta G}{2},$$

$$d_i = d_{i-1} + \frac{\Delta d}{2}.$$

Подсчет d_i как среднего арифметического из крайних значений диаметра частиц на концах интервала может приводить в некоторых случаях к заметным погрешностям. Для избежания их Цункером была предложена формула следующего вида:

$$\frac{1}{d_i} = \frac{0,4343 \left(\frac{1}{d_{\min}} - \frac{1}{d_{\max}} \right)}{\lg d_{\max} - \lg d_{\min}}, \quad (7)$$

где $d_{\min}$ и $d_{\max}$ — соответственно минимальный и максимальный эквивалентные диаметры частиц данного i -го интервала.

Подсчет действующего диаметра по формуле (7) можно также вести по интервалам между размерами частиц, непосредственно полученных из опытов по осаждению, не пользуясь кривой распределения.

Широкий диапазон изменения крупностей частиц, наряду с их органическим происхождением, создает своеобразную структуру твердого скелета торфа. Неразложившиеся остатки травянистых растений, коры деревьев (в древесных торфах), кустарничковой растительности, представляющие наиболее стойкие элементы растительности в отношении разложения и сохраняющие обычно форму палочек и стебельков, составляют основу твердого скелета торфа, благодаря которой торф даже при значительной степени увлажнения способен сохранять свою форму и обладает значительным сцеплением.

С уменьшением степени разложения торфа силы сцепления твердого скелета торфа увеличиваются благодаря уменьшению содержания бесструктурной гумифицированной массы, мелких и мельчайших частиц и увеличению неразложившихся остатков растений.

Характерной особенностью торфов, составляющих торфяную залежь болот, является значительная анизотропность их, т. е. зависимость структурных характеристик (размеров и форм пор) от направления. Анизотропность естественных торфов обуславливает, в частности, различную водопроводимость торфяной залежи болот в разных направлениях — свойство весьма важное при рассмотрении условий движения влаги в естественных торфяных массивах.

В естественных болотных массивах наибольшей связностью обладают самые верхние, почти не разложившиеся слои торфяной залежи (со степенью разложения до 5%), представляющие собой переходный слой от торфа к живому растительному покрову. В этих слоях торфяная залежь имеет весьма четко выраженную структуру, легко просматриваемую невооруженным глазом.

Для изучения структуры этого слоя торфозалежи лучше всего просматривать разрезы образцов, вынутых зимой из промерзшего слоя болота на всю глубину промерзания. При этом структура слоя остается совершенно ненарушенной, полностью соответствующей естественному состоянию его в болоте. Исследование разрезов на мерзлых образцах показывает это. Самый верхний слой представляет собой живой моховой покров. Он состоит из вертикальных стебельков мха, корневых систем травянистых растений и болотных кустарничков и характеризуется крупными порами, сильно вытянутыми в вертикальном направлении. Средний диаметр пор в этом слое при горизонтальном сечении их составляет 0,3—0,5 см и колеблется в незначительных пределах. Этот слой по размерам пор обладает значительной однородностью. Толщина его колеблется в пределах от 5 до 20 см

в зависимости от типа болотного микроландшафта и элемента микрорельефа.

Следующий слой, толщина которого также весьма незначительна и составляет 5—15 см для тех же микроландшафтов, характеризуется своеобразной «завихренной» структурой, представляющей первую стадию уплотнения растительного материала. В этом слое стебельки мха изогнуты пучками в разных направлениях и уплотненность растительного материала значительно выше чем в первом слое. Однако растительный материал еще не имеет признаков разложения. Он постепенно переходит в слой с еще большей уплотненностью растительной массы, в котором уже ярко выражена горизонтальная слоистость, обуславливающая анизотропность структуры. Здесь растительный материал подвергается разложению в слабой степени. Отдельные стебельки мха уже не различаются простым глазом, но хорошо заметна горизонтальная ориентировка слоев, состоящих из уплотненной растительной массы. Этот слой является переходным слоем к торфу, имеющему ту или другую степень разложения и составляющему основную толщу торфозалежи болотного массива. С увеличением степени разложения структура торфа, слагающего торфяную залежь, представляет чрезвычайно сложную картину.

Она прежде всего зависит от вида растений, составляющих основную массу торфообразующего материала, и наличия растений, стебли и корни которых с трудом поддаются процессу разложения. К этим растениям относятся болотные кустарнички и древесная растительность.

При малой степени разложения в структуре торфа играют основную роль те растения, которые составляют главную массу торфяного материала. С повышением степени разложения торфа в структурных особенностях начинает увеличиваться роль неразложившихся остатков кустарничковой и древесной растительности, которые, будучи включенными в мелкодисперсную среду остальной массы торфа, нарушают однородность массы и представляют собой пути, по которым может происходить усиленная фильтрация воды в торфяной залежи.

§ 13. Пористость

Состояние и свойства торфа зависят от степени заполнения влагой и воздухом свободных промежутков между твердыми частицами, совокупность которых в данном объеме будем называть, следуя терминологии принятой в механике грунтов, *твердым скелетом торфа*. Наличие свободных промежутков между твердыми частицами, которые в торфе имеют самые различные размеры и формы, дает возможность рассматривать торф аналогично грунтам как водопроницаемый пористый материал. Однако свойства частиц, составляющих твердую фазу торфа, сильно

отличаются от свойств частиц в минеральных грунтах тем, что они способны значительно изменять свои размеры под влиянием набухания водой. Поскольку все то количество влаги, которое содержится внутри набухших частиц не подвержено перемещению под влиянием капиллярных сил или силы тяжести, то под твердым скелетом торфа следует разумеать совокупность всех органических (и минеральных) частиц вместе с заключенной внутри их оболочки водой. Таким образом, объем, занимаемый в торфе твердой фазой, является непостоянным во времени, а зависит от длительности предварительного насыщения водой торфа и набухания частиц органического материала. Размеры пустот между частицами твердого скелета торфа также не являются постоянными, а зависят от степени его набухания и уплотненности. Последняя в свою очередь зависит от внешнего давления приложенного к скелету торфа, капиллярного давления, степени разложения торфа и от различий в ботаническом составе.

В механике грунтов пористость материала обычно выражается *коэффициентом порозности*, представляющим собой отношение объема пустот A к объему частиц B твердой фазы грунта

$$\varepsilon_1 = \frac{A}{B}. \quad (8)$$

Значение $\varepsilon_1 = 1$ выражает, что в данном случае половина объема грунта занята пустотами, а половина твердым скелетом. Такое выражение пористости весьма удобно при решении различных задач в механике грунтов.

В гидрологических расчетах и задачах удобнее пользоваться другим выражением пористости, а именно отношением объема пустот к полному объему, занимаемому материалом.

$$\varepsilon = \frac{A}{A + B}. \quad (9)$$

Это отношение называется *коэффициентом суммарной пористости*, или просто *коэффициентом пористости*.

Знание коэффициента пористости для многих вопросов является недостаточной характеристикой дисперсных материалов. В большинстве случаев нас будут интересовать также и размеры пор, и объемы, занимаемые порами данного радиуса. Для этого прибегают к построению (как и в случае анализа размеров частиц твердой фазы) кривых распределения объема пор по их размерам (рис. 37), которые получаются экспериментально. Иногда удобнее оперировать с интегральными кривыми пористости, представляющими собой зависимость суммарного объема всех пор радиусов меньших данного от радиуса пор R . Путем дифференцирования последней кривой нетрудно перейти к кривой распределения объемов всех пор данного радиуса от величины радиуса пор R .

Определение кривых распределения пористости по размерам пор имеет большое практическое значение в гидрологии при изучении фильтрации в торфяных массивах, распределения влажности в торфяной залежи выше уровня грунтовых вод и водоотдачи различных слоев залежи.

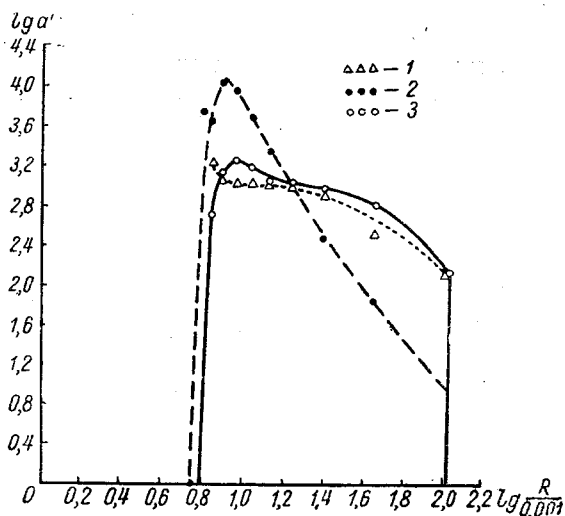


Рис. 37. Кривые распределения пор в поверхностном слое моховых микроландшафтов (по опытам В. В. Романова).

1 и 3 — для сфагновика кустарничково-пушицевого (западина),
2 — для мочажины грядово-мочажинного комплекса.

§ 14. Влажность и влагоемкость торфа

Понятием влажности характеризуют общее количество воды, содержащееся в торфе. Отношение веса воды P_v к весу всей массы торфа P (твердое вещество плюс вода), заключенной в данном объеме торфа, называется *весовой влажностью торфа*. Обозначим ее буквой δ

$$\delta = \frac{P_v}{P} \quad (10)$$

и будем выражать, как обычно принято, в процентах или в долях от единицы.

Объемной влажностью торфа называется отношение объема воды V_v , заключенной в данном объеме торфа (сухое вещество плюс вода и воздух), к объему V

$$\eta = \frac{V_v}{V} \quad (11)$$

Величина η выражается обычно также в процентах. В различных гидрологических вопросах часто удобнее пользоваться понятием объемной влажности торфа, особенно в тех случаях, когда приходится иметь дело с исследованием распределения влаги в болотах над уровнем грунтовых вод, содержанием воздуха в торфе, исследованием пористости промерзшего слоя болот и в ряде других случаев.

Для выражения влажности торфа иногда пользуются также отношением веса заключенной в торфе воды P_B к весу сухого вещества P_C

$$W = \frac{P_B}{P_C} \quad (12)$$

Пересчет объемной влажности в весовую и обратно при полном заполнении пор водою производится по формулам

$$\delta = \frac{\gamma_B}{\gamma_B + (1 - \eta) \gamma_T}, \quad (13)$$

$$\eta = \frac{\delta \gamma_T}{\delta \gamma_T + (1 - \delta) \gamma_B}, \quad (14)$$

где γ_B — удельный вес воды ($\gamma_B = 1$ при 4°), γ_T — удельный вес органического вещества торфа, равный 1,5—1,6.

Влажность торфа может изменяться в весьма широких пределах. С изменением влажности меняются и все основные свойства торфа: способность выделять и отдавать воду, водопроницаемость, коэффициент фильтрации, механическая прочность и мн. др.

Для каждого определенного физического¹ состояния твердой фазы торфа существует предельная максимальная влажность, соответствующая полному заполнению всех пор между частицами твердого скелета торфа водою. Эта максимальная влажность называется *влажностью торфа*.

В то время как изменение влажности торфа может происходить за счет заполнения пор между частицами твердой фазы воздухом вместо удаленной воды, изменение влагоемкости торфа, очевидно, может происходить лишь за счет раздвигания или сближения частиц твердой фазы. Степень сближения между частицами и влажность зависят прежде всего от внешнего давления, приложенного к твердой фазе торфа. Количество воды, которое может быть заключено в торфе при состоянии относительного покоя жидкой и твердой фаз и при условии нормального атмосферного давления и заполнения всех пор между части-

¹ Под физическим состоянием твердого скелета торфа в данном случае будем подразумевать: степень набухания частиц органического вещества торфа водою и уплотненность твердого скелета.

цами твердой среды водой при полном набухании органических частиц, можно назвать *нормальной влагоемкостью торфа*.

Следует заметить, что количество воды, поглощаемое торфяным образцом при его насыщении, в сильной степени зависит от способа насыщения и от состояния образца до начала насыщения.

Если, например, торф подвергнуть предварительной просушке, то после насыщения водой влагоемкость его окажется меньше, чем для торфа, из которого предварительно не удалялась вода путем испарения. Такой торф чрезвычайно трудно и часто вообще не удастся насытить до состояния нормальной влагоемкости, так как значительная часть пор при этом оказывается занятой пузырьками воздуха, зажатыми между менисками воды. В таких случаях о влагоемкости торфа приходится судить главным образом на основании косвенных методов, например, путем определения суммарной пористости образца торфа.

Для получения правильного представления о величине нормальной влагоемкости необходимо производить насыщение образца водой медленно, чтобы не нарушить равновесие и укладку частиц твердой фазы под влиянием гидродинамического давления фильтрующей внутри образца воды. Вначале необходимо заполнить водой все поры в торфе таким образом, чтобы воздух, заключенный в порах, имел возможность свободного выхода при насыщении. Практически это достигается следующим образом. Образец торфа, вырезанный металлическим цилиндром с отверстиями в боковых стенках, помещается вместе с цилиндром в сосуд, где налит на дно слой воды в 3—4 см. По мере всасывания воды в капилляры образца вода подливается в сосуд и поддерживается все время на одном уровне. После того как все капиллярные пустоты заполнятся водой путем подъема ее снизу, для чего образец необходимо выдержать в таком состоянии достаточно длительное время, порядка 15—20 суток, а иногда и более (в зависимости от степени разложения торфа), в сосуде постепенно повышают уровень воды и доводят его до верхней грани образца. При этом частицы твердой фазы торфа перестают быть сжатыми капиллярным давлением и приходят в состояние свободного равновесия, находясь под действием лишь собственного веса в воде. Для определения влагоемкости после насыщения цилиндр, не вынимая из воды, закрывают с обоих концов плотными крышками и только затем вытаскивают из воды.

Дальнейшее определение влажности производится обычным способом: извешиванием образца в насыщенном состоянии, затем взвешиванием сухого остатка после прокаливании образца и удаления из него всей влаги.

Нормальная влагоемкость естественного торфа колеблется в зависимости от степени его разложения и ботанического состава от 87 до 97% в весовых процентах, или от 91,5 до 98,2% в объемных процентах, полагая содержание воздуха равным нулю.

Насыщение торфа водой сверх нормальной влагоемкости влечет за собой дальнейшее раздвижение частиц твердой фазы и увеличение расстояний между ними. В результате этого сцепление между частицами ослабевает, торфяная масса теряет способность сохранять свою форму, легко растекается и деформируется.

В естественных торфяных залежах болотных массивов встречается различная степень насыщения водой торфа. Отдельные участки болотного массива могут иметь насыщение торфяной залежи выше и ниже нормальной влагоемкости, что обуславливает различные ее физико-механические свойства, разную степень осадки торфяной залежи при осушительных работах и т. п.

Рассмотрим, при каких условиях торфяная масса может оставаться насыщенной водой сверх нормальной влагоемкости. Предположим, что образец торфа содержит в себе количество воды, превышающее его нормальную влагоемкость. Это означает, что по крайней мере некоторые частицы твердого скелета находятся в данном образце во взвешенном состоянии и не соприкасаются друг с другом. Если образец оставить при этом в состоянии полного покоя, то частицы твердой фазы, имеющие удельный вес несколько больше единицы, начнут внутри образца постепенно оседать в воде и весь образец даст осадку, а поверх выступит слой воды, представляющий избыток влаги сверх нормальной влагоемкости. Торфяная масса постепенно придет в состояние гидростатического равновесия, соответствующего нормальной влагоемкости. Процесс такого оседания и уплотнения твердой фазы торфа, сопровождающийся перемещением воды в порах между твердыми частицами и уменьшением влажности торфяной массы до состояния равновесия, называется в механике грунтов *процессом консолидации грунтовой массы*. Поэтому нормальной влагоемкостью торфа можно также назвать то содержащееся в нем количество влаги, которое будет соответствовать состоянию полной консолидации торфяной массы под действием только собственного веса частиц твердой фазы.

Если теперь представить, что внутрь образца торфа, заключенного в сосуд, введено большое количество тонких трубок, по которым непрерывно поступает вода, фильтрующаяся далее через поры скелета торфа к его поверхности, то торфяная масса внутри образца будет находиться все время в состоянии насыщенности влагой сверх нормальной влагоемкости. Под влиянием возникающего при этом гидродинамического давления, передаваемого на частицы скелета торфа и направленного изнутри образца к его внешним поверхностям, частицы твердой фазы будут поддерживаться все время в раздвинутом состоянии и на таких расстояниях друг от друга, при которых сопротивление движению жидкости в образце будет уравниваться силами гидродинамического давления фильтрующей в нем воды. Таким образом, для поддержания состояния насыщения торфа сверх

полной влагоемкости необходимо, чтобы внутри торфяной массы непрерывно действовали объемные гидродинамические силы. Наличие таких сил, очевидно, возможно лишь при существовании фильтрационного движения воды внутри торфяной массы. При прекращении фильтрации должны исчезнуть и гидродинамические давления, а влагосодержание торфяной массы должно постепенно придти к нормальной влагоемкости.

Торфяная масса, насыщенная сверх нормальной влагоемкости, находится таким образом в состоянии неустойчивого равновесия. Ее влагосодержание находится в зависимости от изменения скорости фильтрации и подачи воды в торфяную массу. Это имеет значение при анализе причин пересыщенности влагой торфяных залежей в естественных болотных массивах.

В естественных условиях для мест переувлажненной торфяной массы характерно образование разрывов в пластах торфа, между которыми находятся прослойки воды. Такое явление наблюдается в слабо разложившихся торфах, обладающих значительным сцеплением твердого скелета и неравномерностью структуры. При пересыщении влагой под влиянием гидродинамического давления и процесса газообразования, способствующего взвешиванию твердого скелета торфа в воде, происходят разрывы торфяной залежи в горизонтальном направлении на отдельные пласты по прослойкам более разложившегося торфа, обладающего наименьшим сцеплением.

Выше, при рассмотрении влагоемкости торфа, торфяная масса принималась за двухфазную систему: твердое органическое вещество плюс вода. В действительности торф, составляющий естественные торфяные залежи болот, не может рассматриваться как вполне двухфазная система или как грунтовая масса. Даже в наиболее увлажненных болотах всегда содержится известное количество газов и воздуха, защемленного в виде пузырьков между частицами твердой фазы и растворенного в воде. Можно, однако, предполагать, что в большинстве случаев влияние защемленных газовых пузырьков на водопроводимость и механические свойства торфяной массы в естественной залежи невелико, вследствие относительно малого содержания газа. Поэтому с известным приближением торф в болотном массиве ниже уровня грунтовых вод можно рассматривать как двухфазную систему.

Влажность торфа зависит от внешнего давления, приложенного к торфяной массе, которое при условии свободного выжимания воды и воздуха из торфяной массы целиком передается на скелет торфа. С увеличением внешнего давления частицы скелета сближаются между собой и соответственно уменьшается пористость торфа. Если рассматривать торф, насыщенный до состояния полной влагоемкости, то уменьшению пористости при увеличении давления, должно соответствовать такое же уменьшение влажности торфа. В этом случае связь между влаж-

ностью (или точнее влагоемкостью) торфа и давлением выражается компрессионными кривыми.

На рис. 38 представлены компрессионные кривые для торфов различного ботанического состава и степени разложения по опы-

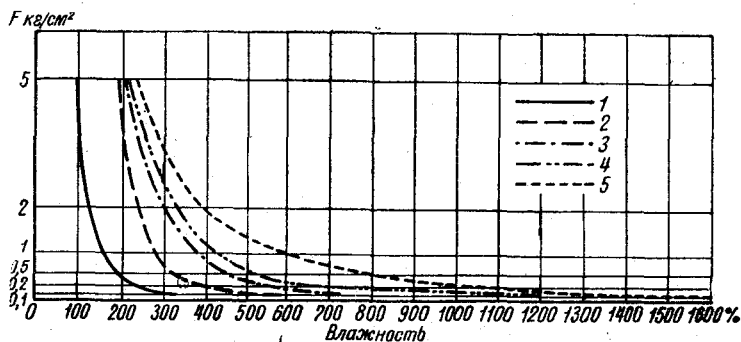


Рис. 38. Компрессионные кривые для торфа различного ботанического состава и степени разложения (по В. Замятиной).

1 — сапрелелит (степень разложения 98,5%), 2 — осокровый торф (78%), 3 — осокрово-древесный торф (61,5%), 4 — гипновый торф (60,6%), 5 — сфагновый торф (46,3%).

там В. Замятиной. Давление изменялось в этих опытах от 0,1 до 5 кг/см². Как видно из приведенных кривых, влажность торфа крайне быстро уменьшается при повышении давления от 0,1 до

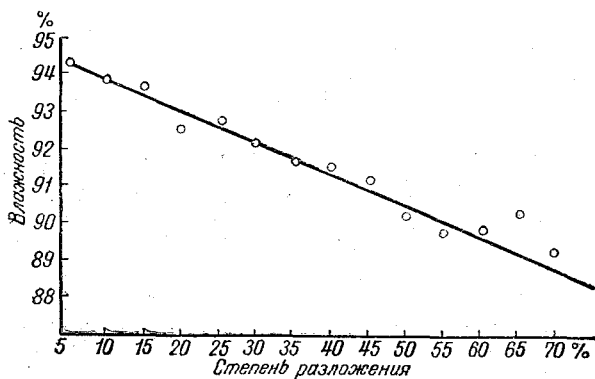


Рис. 39. Зависимость влажности верхового торфа от степени разложения в естественном состоянии (по опытам И. Д. Соколова).

1—2 кг/см², после чего уменьшение влажности с повышением давления резко замедляется. Чем меньше влажность торфа, тем большие давления требуются для удаления воды из торфа. Это явление объясняется тем, что в первую очередь удаляется из торфа так называемая *свободная вода*, т. е. вода, находящаяся

в наиболее крупных порах торфа и не связанная поверхностными силами с частицами твердого скелета. Для удаления этой воды требуется незначительная затрата энергии (работы). С уменьшением влажности для удаления воды из торфа необходимо затрачивать на единицу массы выделенной из торфа воды все большее количество энергии. Таким образом, компрессионные кривые дают возможность подсчитать количество энергии, требующееся для выделения из торфа воды, если известна величина деформации (сжатия) торфяного образца под действием приложенной нагрузки.

Представленные на рис. 38 кривые хорошо иллюстрируют влияние степени разложения торфа на его влажность. При одном и том же давлении с уменьшением степени разложения торфа влажность его возрастает.

Зависимость влажности верхового торфа от степени разложения в естественном его состоянии по опытам И. Д. Соколова представлена на рис. 39. Как видно из рисунка, в пределах изменения влажности от 95 до 88% зависимость влажности от дисперсности торфа имеет линейный характер.

§ 15. Содержание свободной и связанной воды в торфе

Несмотря на очень высокое содержание влаги в естественных торфяных массивах, физические условия, определяющие законы движения воды в болотном массиве, целиком зависят от содержания твердого вещества в торфяной массе и от взаимодействия между частицами твердой и жидкой фаз.

Исследования состояния воды в торфе и связности ее с твердым органическим веществом показывают, что вода в торфе в значительной своей части находится не в свободном, а в связанном состоянии. Благодаря этому вода не может быть, например, удалена из торфа под влиянием одной лишь силы тяжести или путем естественного стекания ее.

Для удаления из торфа всей влаги или только ее значительной части требуется приложение к скелету торфа либо весьма больших давлений, либо подведение тепловой энергии извне, т. е. сушка торфа. Последняя является наиболее эффективным способом удаления воды из торфа, который и применяют в торфодобывающей промышленности, используя для этого естественное тепло и солнечную радиацию.

Вопросами физического состояния воды, заключенной в торфяной массе, занимался ряд исследователей (А. В. Думанский, Г. И. Покровский, Г. А. Стадников, А. В. Лыков и др.), благодаря которым разработано несколько классификаций форм связи воды с органическим веществом в торфе. Однако окончательного разрешения этот вопрос в настоящее время еще не получил.

Приведем классификацию форм связи воды А. В. Думанского, как наиболее полно отражающую физическое состояние воды

в торфе, и примем ее за основу в дальнейшем. Согласно этой классификации вся вода, содержащаяся в торфе, разделяется на 6 категорий по степени ее связности с твердым органическим веществом:

1. Некапиллярная вода, содержащаяся в крупных порах и пустотах торфяного скелета размером более 1 мм. Эта вода стекает из торфа и перемещается в его порах под влиянием собственного веса или выжимания путем приложения очень небольших давлений (до 1 атм). Эту часть влаги естественно назвать *гравитационной водой в торфе*.

2. Капиллярная вода в пустотах размером от 10^{-1} до 10^{-5} см, удаляемая при давлении на торфяной скелет от 1 до 15 атм.

3. Вода ультрапор, заключенная в порах размером от 10^{-5} до 10^{-7} см. Состояние этой воды близко к физически связанной (адсорбционной) воде. Эта часть воды не перемещается в порах под влиянием силы тяжести и мало подвержена влиянию капиллярных сил. Удаляется из торфа при давлении от 15 до 1500 атм.

4. Осмотическая вода, содержащаяся в неразложившихся клетках растений. Удаляется при давлении до 100 атм.

5. Физически связанная (адсорбционная) вода, удаляемая при давлении 1500 атм.

6. Химически связанная вода, аналогичная воде кристаллогидратов типа $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$.

Количество связанной воды в торфе не остается постоянным, а меняется в зависимости от влажности, температуры, степени разложения и ботанического состава торфа.

С гидрологической точки зрения нас интересуют главным образом изменения таких свойств торфа как влагоотдача (т. е. способность торфа выделять воду под влиянием силы тяжести, приложенного внешнего давления и температуры) и водопроницаемость, или фильтрационная способность.

Для выяснения связи между влагоотдачей и степенью связности воды в торфе рассмотрим вначале механизм связывания воды с частицами твердого вещества торфа.

Причиной связывания воды в дисперсных системах (в минеральных грунтах, торфе) являются поверхностные силы, действующие между молекулами воды и поверхностью частиц твердого вещества. Эти силы появляются благодаря разным знакам электрических зарядов атомов водорода и кислорода в молекулах воды и определенной ориентации их относительно частиц твердого вещества. Наибольшие силы притяжения возникают между поверхностью частиц и первым мономолекулярным слоем воды, обволакивающим поверхность частицы. По мере увеличения расстояния между поверхностью частицы и слоями воды, окружающими частицы, силы притяжения уменьшаются (пропорционально квадрату расстояния) и, следовательно, по мере удаления от поверхности частицы связность воды уменьшается. Для

того чтобы отделить от твердой частицы всю связанную с ней воду, необходимо затратить на это определенное количество энергии, равное работе сил поверхностного притяжения всей массы воды, окружающей частицу, при перемещении жидкости в поле действия поверхностных сил. Эту энергию можно сообщить связанной воде для ее отделения от твердых частиц торфа различными способами: путем сжатия и деформации торфяного образца или с помощью тепловой энергии. В обоих случаях будет происходить нарушение связи между твердой и жидкой фазами и вода будет удаляться из торфа: в первом случае в жидком виде, во втором — в виде пара.

Предполагая, что частицы твердой фазы торфа являются шарообразными зернами, можно представить себе для наглядности следующую модель связывания воды с твердой фазой (рис. 40).

По мере увеличения расстояния ($R - r$) от поверхности частицы до соответствующего сферического слоя жидкости, окружающего частицу, сила притяжения жидкости уменьшается. На некотором расстоянии от поверхности частицы ($R_0 - r$) поверхностные силы притяжения становятся уже настолько малы, что перемещение жидкости становится возможным под действием капиллярных сил и силы тяжести. Заштрихованная на рис. 40 зона D представляет собой область, в которой жидкость может передвигаться под действием силы тяжести и капиллярных сил. Вода, заключенная внутри сферы радиуса R_0 и не перемещающаяся под влиянием силы поверхностного натяжения и силы тяжести, представляет собой физически или молекулярно связанную воду, вода же, заключенная в области D , представляет собой ту часть влаги, которую называют свободной водой. Последняя в зависимости от размеров пор может перемещаться в порах твердого скелета торфа под влиянием капиллярных сил или под действием силы тяжести.

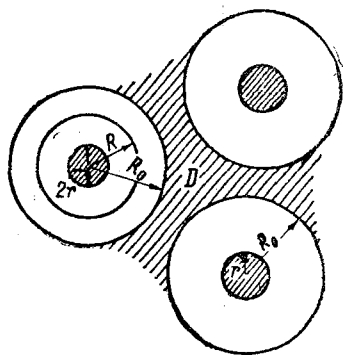


Рис. 40.

В связи с тем, что степень связанности различных слоев воды, заключенных внутри сферы R_0 , неодинакова, а возрастает по мере уменьшения R , то и количество энергии, которое нужно затрачивать на единицу массы воды, чтобы удалить из торфа связанную воду, заключенную в разных слоях, будет неодинаковым. Оно будет возрастать с уменьшением влажности торфа, поскольку удаление воды должно происходить из все более и более близких к поверхности твердых частиц слоев связанной воды.

При уменьшении влажности торфа, начиная от полного насы-

щения его, в первую очередь выделяется свободная вода, частицы твердой фазы сближаются между собой и общий объем, занимаемый торфяной массой, уменьшается. Это уменьшение объема называется *усадкой торфа* и приводит к уменьшению

Таблица 3

Критическое влагосодержание торфа

Название точки на кривой сушки	Влажность, %		Состояние торфа
	(от — до)	средняя расчетная	
Предельная влажность	87,0—96,7	91,0	Торф насыщен водой — количество ее соответствует максимальному, которое он может удержать при ненарушенной структуре, не подвергаясь каким-либо деформациям или воздействиям со стороны
Конечная влажность осушенного болота	84,8—89,7	88,0	Количество воды соответствует наименьшему, остающемуся в торфе в результате фильтрации под влиянием осушения болота; с некоторым приближением равняется влажности вырабатываемого машинноформовочного торфа и гидромассы (в момент формовки последней)
Первое критическое влагосодержание	60,0—85,0	72,0	Влажность на поверхности равна гигроскопической; переход торфяной массы из состояния жидкого тела в пластично-твердое
Второе критическое влагосодержание	23,1—54,5	40,0	Торф приобретает полностью свойства твердого тела (потеря пластичности). Влажность поверхности равняется содержанию влаги, могущей быть связанной с торфом в виде твердого раствора
Равновесная (устойчивая) влажность	13,5—34,2	20,0	Средняя влажность торфа равняется содержанию влаги, могущему быть связанным с ним в виде твердого раствора
Нулевая влажность	—	0	Абсолютно сухой торф. Возможно получить лишь при искусственной сушке малыми количествами

общей пористости торфа и повышению связности скелета торфяной массы. Уменьшение объема торфяной массы при уменьшении влажности обычно не соответствует количеству выделившейся свободной воды, так как часть пространства пор, после удаления свободной влаги, заполняется воздухом. Удаление свободной воды из торфа путем свободной фильтрации под влиянием только силы тяжести еще не дает возможности удалить из торфа все количество свободной влаги. Проникающий в поры

между частицами воздух, локализуясь в виде отдельных пузырьков, разделяет заключенную между частицами твердой фазы свободную воду на отдельные части, образуя в порах капиллярные мениски на границах раздела воды с воздухом, препятствующие перемещению свободной воды под действием силы тяжести.

Поэтому определять количество связанной воды в торфе всех категорий (капиллярной, физически связанной, осмотически связанной и химически связанной), как разность между общей влажностью торфяного образца и количеством воды, стекающей из

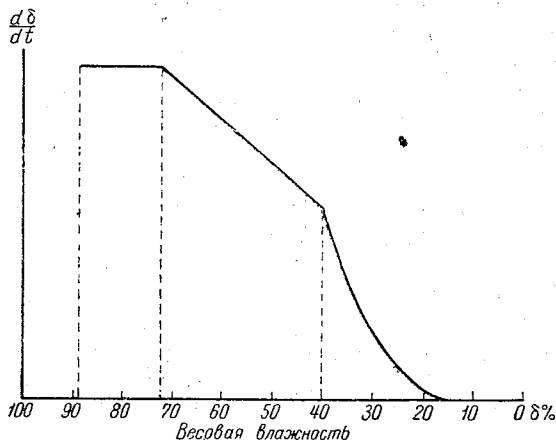


Рис. 41. Зависимость скорости уменьшения влажности от влажности при естественной сушке торфа.

него путем свободной фильтрации, было бы неверно, так как значительная часть свободной воды при этом может еще сохраняться в торфе.

Исследования влагоотдачи торфа, проведенные в связи с разработкой технологии торфодобычи и сушки торфа, дают весьма интересные данные для выяснения количества воды в торфе, находящейся в различных физических состояниях в смысле связи ее с твердой фазой. Результаты исследований различных авторов в последнее время были обобщены С. В. Курдюмовым [19] (табл. 3).

Из табл. 3 видно, что в результате удаления воды из торфа под влиянием силы тяжести (что достигается осушением болота с помощью открытого или закрытого дренажа) весовая влажность торфа снижается в среднем с 91 до 88%. Влажность 88% соответствует среднему влагосодержанию торфов после того, как из них удалена вся вода, которая может стечь под влиянием собственного веса путем фильтрации. Дальнейшее снижение влажности возможно лишь путем испарения воды из торфа. Если на графике рис. 41 отложить на оси ординат скорость сушки

торфа (выраженную уменьшением влажности по времени $\frac{dw}{dt}$), а на оси абсцисс влажность торфа δ , то вначале, до влажности 72%, скорость сушки будет оставаться постоянной и не зависеть от влажности, что на графике будет выражаться прямой, параллельной оси δ .

В интервале влажности от 88 до 72% диффузия влаги в торфе из более глубоких слоев к его поверхности еще не лимитирует скорости испарения с поверхности торфа и последняя зависит лишь от количества тепла, подводимого к поверхности торфа. При достижении 72% влажности, или так называемого *первого критического влагосодержания* (гигроскопической точки), режим испарения меняется. Скорость испарения уменьшается с уменьшением влажности по линейному закону до точки, соответствующей в среднем влажности 40%. В этом интервале влажностей уменьшение скорости испарения обусловлено затормаживающим действием внешней диффузии паров, т. е. диффузией из верхних слоев в воздух. Точка на диаграмме скоростей испарения, соответствующая 40% влажности, называется *вторым критическим влагосодержанием*. В этой точке влажность поверхности торфа соответствует количеству влаги, которое может быть связано с твердой фазой в виде твердого раствора. Торф при этом приобретает свойства твердого тела и теряет свойства пластичности. При дальнейшем уменьшении влажности скорость испарения резко падает по некоторой кривой и при влажности в среднем 20% становится равной нулю.

При этой влажности торфа вся заключенная в нем вода находится, повидимому, в состоянии твердого раствора. Дальнейшее удаление воды из торфа и снижение влажности до нуля возможно лишь путем искусственной сушки при высокой температуре. При сушке в естественных условиях испарение при этой влажности прекращается. Такое влагосодержание называется *равновесной*, или *устойчивой*, влажностью торфа.

Значения влажности в критических точках сушки, как видно из табл. 3, колеблются в некоторых пределах. Эти колебания объясняются зависимостью влажности от режима сушки, от вида торфа, наконец, от геометрических форм и размеров торфяных кирпичей, на которых производились опытные исследования.

Приближенная математическая теория связанной воды в торфе и специальные экспериментальные исследования по определению количества физически связанной воды в торфе принадлежат Г. И. Покровскому и С. И. Синельникову.

Полных представлений о механизме связывания воды в торфе до сего времени нет. Поэтому и теорию Г. И. Покровского следует рассматривать лишь как приближенное представление о количестве связанной влаги в торфе.

Для экспериментального определения количества связанной воды в торфе Г. И. Покровским и С. И. Синельниковым был

применен метод, основанный на энергетических соображениях.

Измеряя количество теплоты, выделяющееся при переходе температуры торфяного образца через 0° , можно определить количество образовавшегося льда. Измеряя изменение объема, занимаемого содержащейся в торфе водой при переходе температуры через 0° , можно также определить количество замерзшей в торфе воды по способу, предложенному П. И. Андриановым.

Известно, что связанная вода в дисперсных системах замерзает при температуре ниже 0° . Поэтому, определив общую влажность торфа и затем количество замерзшей воды при 0° , т. е. количество свободной воды, не трудно подсчитать количество связанной воды как разность между общей влажностью и количеством свободной воды.

На рис. 42а, б, в представлены зависимости количества незамерзающей воды M от общего содержания воды в торфе W для торфов различного ботанического состава и степени разложения и различных температур, полученные Г. И. Покровским и С. И. Синельниковым. Масса связанной воды M_c и масса всей

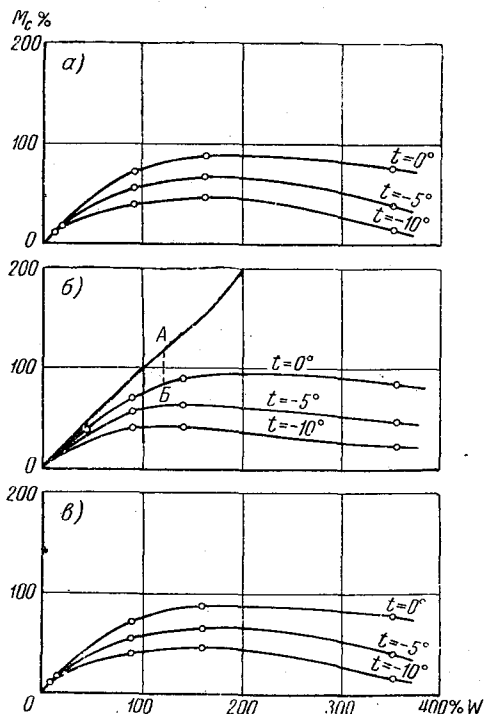


Рис. 42. Зависимости количества связанной воды от полного влагосодержания торфа (по Г. И. Покровскому).

а — сфагновый торф-сырец (степень разложения 20%), б — сфагново-лушечный торф-сырец (35%), в — тростниково-топяной торф (55%). Кривые построены по теоретической зависимости (19).

воды, содержащейся в торфе, выражены в процентах по отношению к единице массы сухого вещества торфа. Количество незамерзшей воды M_c , определяемое по кривой для $T = 0^\circ$, представляет таким образом полное количество связанной воды. Из рассмотрения кривых, соответствующих температуре 0° , можно сделать следующие важные выводы. Пока общая влажность торфа W мала (примерно $< 50\%$) почти все количество воды, заключенной в торфе, находится в связанном состоянии. По мере увеличения влажности количество связанной воды растет, но

медленнее, чем количество свободной воды, выраженное на рис. 42 отрезками AB , заключенными между прямой, идущей под углом 45° , и кривой для $T = 0^\circ$. При некотором значении влажности, различном для торфов разного ботанического состава и степени разложения, количество связанной воды достигает максимума, после чего при дальнейшем увеличении влажности количество связанной воды вновь уменьшается.

С понижением температуры ниже 0° (кривые для $T = -5^\circ$ и $T = -10^\circ$) количество незамерзшей воды уменьшается.

Понижение температуры ниже 0° , необходимое для замерзания той или иной части связанной воды, представляет собой меру добавочного количества энергии, которое нужно затратить для удаления этой части связанной воды из торфа. Следовательно, величина ΔT в этом смысле представляет количественный измеритель степени связности воды в торфе.

Из сравнения приведенных кривых (рис. 42а, б, в) можно также заметить, что с увеличением степени разложения торфа количество связанной воды в торфе почти не увеличивается. Имеющихся экспериментальных данных недостаточно для того, чтобы можно было установить зависимость количества связанной воды в торфе от степени разложения и ботанического состава. Тем не менее данный Г. И. Покровским и С. И. Синельниковым вывод теоретической зависимости позволяет вести приближенные расчеты количества связанной воды в торфе.

Для установления теоретической зависимости количества связанной воды от общей влажности торфа делается вполне естественное с физической стороны предположение, что пока влажность W мала, приращение количества связанной воды в торфе с приращением влажности остается величиной постоянной. Следовательно, для малых величин W имеем равенство

$$\frac{d\left(\frac{dM}{dW}\right)}{dW} = \frac{d^2M}{dW^2} = 0. \quad (15)$$

По мере увеличения влажности поле сил, связывающих молекулы воды с поверхностью твердых частиц, будет все больше насыщаться молекулами воды и возрастание количества связанной воды должно постепенно замедляться. Естественнo предположить, что уменьшение приращения количества связанной воды с увеличением влажности прямо пропорционально увеличению количества связанной воды, что можно записать так:

$$\frac{d\left(\frac{dM}{dW}\right)}{dW} = -a \frac{dM}{dW}, \quad (16)$$

где a — постоянный коэффициент пропорциональности.

Интегрируя уравнение (16) и определяя постоянную интегрирования из условия, что при $W \rightarrow 0, dM = dW$, получим зависимость количества связанной воды от общего количества влаги, содержащейся в торфе, в следующем виде:

$$M = \frac{1}{a} (1 - e^{-aW}). \quad (17)$$

Зависимость (17) дает хорошее совпадение с экспериментальными данными в пределах изменения влажности от 0 до 100%. С дальнейшим увеличением влажности наблюдаемое в опытах уменьшение M не учитывается зависимостью (17).

Уменьшение количества связанной воды с увеличением влажности, наблюдавшееся в опытах, Г. И. Покровский и С. И. Синельников объясняют тем, что в сильно увлажненном торфе вода раздвигает частицы твердой фазы и дисперсная система становится энергетически менее устойчивой. Эта неустойчивость проявляется в том, что система стремится к уменьшению своей поверхностной энергии путем уменьшения поверхности раздела фаз. При замерзании сильно увлажненный торф легко может коагулировать и уменьшать тем самым поверхность раздела фаз. Это должно приводить к уменьшению количества связанной воды M . Если положить, что вследствие коагуляции и уменьшения поверхности раздела фаз уменьшение количества связанной воды пропорционально количеству связанной воды и приращению общей влажности, то можно записать, что

$$dM = -bM dW, \quad (18)$$

где b — постоянная.

Интегрируя уравнение (18), получим

$$M = M_0 e^{-bW},$$

где M_0 — значение M при $W \rightarrow 0$. Но при малых влажностях влияние коагуляции мало и для M , как мы видели, справедлива будет также зависимость (17). Следовательно, полагая

$$M_0 = \frac{1}{a} (1 - e^{-aW}),$$

получим окончательно

$$M = \frac{1}{a} (1 - e^{-aW}) e^{-bW}. \quad (19)$$

Кривые изменения связанной влаги от общей влажности торфа, рассчитанные по этой зависимости, дают хорошие совпадения с экспериментальными точками, как это иллюстрируется

рис. 42а и б. Значения постоянной a для исследовавшегося торфа оказались равными единице. Значения b , входящего в выражение (19), даны в табл. 4.

Таблица 4

Значения постоянной b при выражении влажности W и M в виде отношения массы воды к массе твердой фазы

Вид торфа	Степень разложения, %	Температура	b
Сфагновый	20	0°	0,07
		—5	0,35
		—10	0,69
Сфагново-пушицевый	35	0	0,10
		—5	0,20
		—10	0,40
Тростниково-топяной	55	0	0,08
		—5	0,23
		—10	0,40

§ 16. Капиллярная, осмотическая и молекулярная влагоемкость торфа

Капиллярной влагоемкостью торфа называют наибольшее количество воды, которое может удерживаться в капиллярах торфа, при данном давлении на его твердую фазу. Соответственно *молекулярной*, или *пленочной*, влагоемкостью будем называть количество воды, которое может удерживаться торфом в состоянии пленочной влаги, т. е. не заполняющей всех пустот и пор, а находящейся на поверхности частиц в поле действия сил поверхностного притяжения.

При исследованиях влагосодержания верхних растительных горизонтов торфозалежи, в которых значительная часть влаги содержится в клетках живых неразложившихся остатков растений, приходится вводить еще понятие осмотической влагоемкости, характеризующей максимальное количество воды, которое может быть удержано в торфе клетками растительного материала. Осмотическая и молекулярная влагоемкость не зависит от положения данного рассматриваемого слоя торфяной залежи относительно уровня гравитационной воды и связана лишь со степенью дисперсности торфа и ботаническим составом.

Понятие же капиллярной влагоемкости требует дальнейшего уточнения. Действительно, представим себе образец торфа, вырезанный из верхних растительных горизонтов торфяной залежи, помещенный в сосуд (рис. 43), имеющий в нижней своей части

отверстия в стенках и дне, через которые из образца свободно может стечь вся гравитационная вода в наружную ванну. При этом в образце торфа выше уровня воды в наружном сосуде останется лишь вода осмотическая, вода удерживаемая в капиллярах и пленочная. Поскольку в верхних неразложившихся горизонтах залежи стебли мха травянистых растений и кустарничков образуют поры продолговатой, вытянутой формы, то для такой структуры пористой среды лучше всего принять модель трубчатых капилляров, что для более разложившихся нижележащих слоев торфа было бы уже не вполне правильно. В таком случае подъемная сила поверхностного натяжения мениска в капиллярной трубке выражается, как известно, величиной

$$F = \alpha \frac{L}{\omega}, \quad (20)$$

где L — смоченный периметр поры, ω — площадь поры по сечению смоченного периметра, α — капиллярная постоянная, равная $7,7 \text{ мд}$ на 1 мм длины смоченного периметра и отнесенная к квадратной единице поверхности мениска. Если заменить действительные капиллярные поры в торфе эквивалентными им по площади круглыми капиллярами с радиусом R , т. е. положить $\omega = \pi R^2$, $L = 2\pi R$, то формула (20) примет вид

$$F = \alpha \frac{2}{R}. \quad (21)$$

Под действием силы F вода, заключенная в капиллярах, будет перемещаться до тех пор пока вес столбика воды, втягиваемой в капилляр, не уравнивает силу F . Обозначая γ — удельный вес воды, а h_k — высоту столба жидкости в капилляре над уровнем гравитационной воды, заключенной в наружном сосуде (рис. 43), можем написать

$$\gamma h_k = \alpha \frac{2}{R}, \quad (22)$$

откуда

$$h_k = \frac{2\alpha}{\gamma R}. \quad (23)$$

Из формулы (23) видно, что в образце торфа вода может заполнять все капилляры по высоте H лишь в том случае, когда

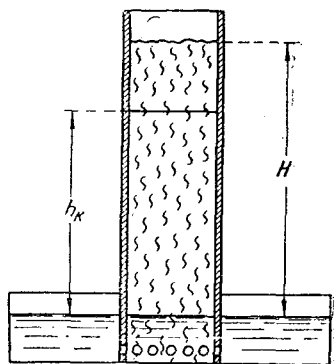


Рис. 43.

для самых крупных пор, содержащихся в торфе, высота капиллярного поднятия h_k будет больше высоты образца H . Обозначая радиус самых крупных капилляров в образце торфа $R_{\max}$, можно написать условие, при котором образец может быть насыщен влагой до полной капиллярной влагоемкости

$$H \leq \frac{2\alpha}{\gamma R_{\max}} = h_{k\min} \quad (24)$$

При $H > \frac{2\alpha}{\gamma R_{\max}} = h_{k\min}$ из верхних слоев образца толщиной $(H - h_{k\min})$ часть влаги стечет, причем в этом слое вода будет стекать из тех пор, радиусы которых превышают радиус, определяемый высотой образца

$$R_H = \frac{2\alpha}{\gamma H} \quad (25)$$

Следовательно, капиллярная влагоемкость является функцией высоты образца H . Если уровень воды в наружном сосуде (рис. 43) принять за уровень грунтовых вод в болотном массиве, то высота образца представит собой слой торфяной залежи, находящийся над уровнем грунтовых вод в болоте. Капиллярная влагоемкость слоя торфа, лежащего выше уровня грунтовых вод в естественных болотных массивах, является таким образом функцией расстояния уровня грунтовых вод от поверхности болота.

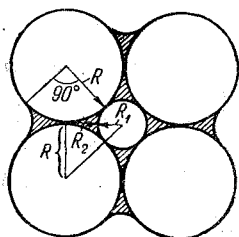


Рис. 44. Модель строения твердого скелета торфа и расположения капиллярных менисков при кубической симметрии в расположении частиц (по Г. И. Покровскому).

Слои торфяной залежи, характеризующиеся более или менее значительной степенью разложения, подстилающие верхний растительный слой, имеют иную форму капилляров. Г. И. Покровский для этого случая предлагает принимать структуру твердого скелета торфа в виде сферических частиц, имеющих кубическую симметрию (рис. 44).

Благодаря смачиванию водой твердых частиц торфа капиллярные мениски будут располагаться у точек контактов частиц в виде колец с вогнутой поверхностью. В этом случае передвижение воды в порах может начаться при такой влажности, при которой поверхности соседних кольцевых менисков будут сливаться вместе, образуя замкнутые полости между частицами. Предельной минимальной влажностью, при которой должно прекращаться передвижение капиллярной воды в порах, будет количество влаги, соответствующее смачиваемой поверхности у каждой частицы вокруг ее точки контакта с другой частицей равной $1/4$ поверхности сферы, определяемой телесным углом в 90° . Соответствующая этому моменту сила поверхностного натя-

жения по формуле Лапласа выразится (рис. 44) следующим образом:

$$F = \alpha \left(\frac{1}{R_1} + \frac{1}{R_2} \right). \quad (26)$$

Очевидно, что такое состояние предельного смачивания будет иметь место на высоте столба жидкости h_k над уровнем грунтовых вод, вес которого $\gamma h_k = F$. Так как при этом $R_1 = 0,41R$ и $R_2 = -0,59R$, что следует непосредственно из геометрических соотношений рис. 44, то

$$\gamma h_k = \alpha \left(\frac{1}{0,41R} - \frac{1}{0,59R} \right),$$

или

$$h_k = \frac{0,74\alpha}{\gamma R}. \quad (27)$$

Формула (27) отличается от (23) лишь значением коэффициента при α . Следовательно, при любой форме частиц и пор зависимость h_k от R может быть выражена в виде

$$h_k = \frac{a\alpha}{\gamma R}, \quad (28)$$

где a — коэффициент, характеризующий форму частиц и пор.

Из формул (23) и (27) также видно, что максимальная высота, на которую может подняться и удерживаться капиллярная влага в торфе, определяется минимальными размерами пор. При этом связь между высотой капиллярного поднятия h_k и радиусами пор R выражается, согласно (28), гиперболической зависимостью.

Объем капиллярной воды, заключенной в порах данного слоя, находящегося на высоте H_1 над уровнем грунтовых вод, будет очевидно определяться суммарным объемом всех пор, радиусы которых будут меньше радиуса пор $R_1 = \frac{a\alpha}{\gamma H_1}$. Этот объем определяет то минимальное количество капиллярной воды, которое должно удерживаться в этом слое. В действительности количество капиллярной влаги может быть значительно больше этой величины, так как в процессе стекания гравитационной воды попадающий в образец через более крупные поры воздух создает разрывы в заполнении водой капилляров, а образующиеся при этом мениски препятствуют дальнейшему стеканию свободной влаги из торфа.

Для верхних горизонтов торфяной залежи, характеризующихся крупными размерами пор и сравнительно небольшим диапазоном изменения размеров, количество капиллярной воды на высоте H_1 над уровнем грунтовых вод должно быть близко к тому,

которое определяется суммарным объемом пор радиусов меньших R_1 . Поэтому, при определении капиллярной влагоемкости верхних слоев торфяной залежи болотных массивов над уровнем грунтовых вод, можно основываться на функции распределения объема пор по их радиусам. Это обстоятельство было использовано, в частности, В. В. Романовым [34] в опытах по определению капиллярной и осмотической влагоемкости слоя очеса для микроландшафтов моховых болот.

Обозначим n число пор данного радиуса, содержащееся в единице объема слоя толщиной 1, расположенного на некоторой высоте H_1 над уровнем грунтовых вод. Тогда число пор n можно очевидно рассматривать как некоторую функцию радиуса пор R

$$n = f(R). \quad (29)$$

При форме пор в виде капиллярных трубочек различного радиуса R полный объем всех пор радиусов меньших R_1 в единице объема слоя толщиной 1 выразится зависимостью

$$V = \pi \int_{R_{\min}}^{R_1} R^2 n dR, \quad (30)$$

а объем всех пор данного радиуса R , который обозначим через V_R , будет, очевидно, равен

$$V_R = \frac{dV}{dR} = \pi n R^2, \quad (31)$$

откуда число пор выразится через объем следующим образом:

$$n = \frac{V_R}{\pi R^2} = \frac{dV}{\pi R^2}. \quad (32)$$

Таким образом, для верхних слоев торфяной залежи капиллярная влагоемкость слоя, находящегося на высоте H_1 над уровнем грунтовых вод, может быть определена на основании функций распределения (31) или (32).

Действительно, зная функцию n и, следовательно, V_R , по формуле (30) легко установить зависимость V от R . Если исследуемый торфяной слой имеет однородную структуру по всей высоте, то каждому значению R на основании (23) будет соответствовать единственное значение h_k . Следовательно, на основании этих двух зависимостей можно построить функцию

$$V = f(H_1) \quad (33)$$

(приняв для каждого R $h_k = H_1$), которая будет характеризовать капиллярную влагоемкость исследуемого слоя в болотном массиве над уровнем грунтовых вод.

Рассмотрим для примера два случая.

Пусть объем V_R всех пор данного радиуса R представляет собой постоянную величину

$$V_R = a = \text{const.}$$

Из зависимости (31) видно, что это будет соответствовать гиперболическому распределению числа пор по радиусам

$$n = \frac{a}{\pi R^2},$$

а зависимость суммарного объема V от радиуса R представится линейной зависимостью

$$V = aR.$$

Подставляя вместо R его выражение через h_k по зависимости (23) и полагая $h_k = H_1$, получим

$$V = \frac{2\alpha a}{\gamma H_1},$$

откуда видно, что зависимость (33) в этом случае имеет гиперболический характер.

Предположим теперь, что число пор n_i каждого данного радиуса r_i является величиной постоянной

$$n = b = \text{const.}$$

Тогда согласно (31) объем

$$V_R = \pi b R^2$$

представляет собой параболическую зависимость второй степени от радиуса поры, а суммарный объем

$$V = \frac{\pi b R^3}{3}.$$

Подставляя вместо R его значение, выраженное через h_k согласно (23), и полагая $h_k = H_1$, получим

$$V = \frac{8}{3} \frac{\pi b \alpha^3}{\gamma^3 H_1^3}.$$

И в этом случае зависимость, характеризующая капиллярную влагоемкость, выражается также гиперболой, но третьей степени.

При исследовании капиллярной влагоемкости поверхностного слоя болотных массивов практически приходится решать обратную задачу. Кривая распределения пор в формуле (31) или (32) является неизвестной функцией. Зависимость $V = f(h_k)$ определяется экспериментальным путем. При условии однородной структуры по всей высоте исследуемого слоя на основании экспериментальных кривых $V = f(h_k)$ можно получить зависимость $V = \varphi(R)$ путем пересчета по формуле (23).

Тогда кривая распределения числа пор по радиусам (32) найдется путем графического дифференцирования функции $V = \varphi(R)$

$$n = \frac{\frac{\Delta[\varphi(R)]}{\Delta R}}{\pi R^2}.$$

Определение функции $V = f(h_k)$ для верхнего слоя торфяной залежи в пределах амплитуды колебания горизонта грунтовых вод является основой для расчета водоотдачи болотных массивов, что позволяет вести расчет стока с болотных массивов на основании данных о колебаниях уровня грунтовых вод (см. гл. V и VI).

§ 17. Водоотдача торфа

Водоотдачей называют способность насыщенного водой грунта, в нашем случае торфа, насыщенного до состояния нормальной влагоемкости, выделять большее или меньшее количество воды путем стекания ее под влиянием силы тяжести.

Количественным выражением водоотдачи служит коэффициент водоотдачи, который представляет собой отношение объема стекающей воды ко всему объему, занимаемому торфяной массой, или к полному объему воды, насыщающей торфяную массу до состояния нормальной влагоемкости.

Вполне установленных приемов определения водоотдачи торфа нет. Экспериментальное определение водоотдачи торфа значительно сложнее чем, например, песчаных грунтов и те приемы, которые применимы для крупнозернистых минеральных грунтов, для торфа не применимы.

Причиной этого, как уже было упомянуто, является огромное влагосодержание торфа, составляющего естественные торфяные залежи, и органическое происхождение твердого скелета торфяного грунта, вследствие чего значительная часть влаги находится не в порах между твердыми частицами, а в клетках неразложившихся остатков растений и внутри мельчайших коллоидных частиц распавшегося материала растений, обладающих способностью сильно набухать.

Водоотдача торфа поэтому не является постоянной его характеристикой, зависящей только от вида торфа (степени разложения, или дисперсности, и ботанического состава), но в сильной степени и от условий предварительного насыщения водой торфяной массы. При одном и том же количестве воды, заключенной в торфяной массе, ее водоотдача может быть разной. В том случае, когда торфяная масса долгое время находится в насыщенном водою состоянии, большая часть влаги будет заключена в набухших коллоидных частицах. Если торфяная масса находилась короткое время в состоянии насыщения, то часть влаги, которая в первом случае пошла на набухание коллоидов и клеток неразложившихся растений, будет находиться в пространстве

между частицами, составляющими твердый скелет, и водоотдача торфа будет больше, чем в первом случае.

В зоне колебания уровней грунтовых вод торфяная залежь болотного массива постоянно находится в состоянии переменного увлажнения. Твердый скелет торфяной массы подвержен периодическому набуханию и высыханию. Благодаря этому сильно меняется водопроницаемость и водоотдача торфяной залежи. Количественное влияние этих явлений на водоотдачу торфа пока остается не выясненным.

О величине водоотдачи торфяных залежей естественных болотных массивов можно приближенно судить по данным изменения весовых влажностей торфа при производстве осушительных работ.

Обозначим δ_1 начальную (до стекания воды) и δ_2 конечную (после стекания воды) весовую влажность торфа в залежи массива. Объемы воды, приходящиеся на единицу первоначального объема залежи,¹ соответственно обозначим V_{b_1} (при влажности δ_1) и V_{b_2} (при влажности δ_2). Тогда коэффициент водоотдачи, согласно данному выше определению, будет выражаться следующим образом:

$$\xi = \frac{V_{b_1} - V_{b_2}}{V_{b_1}}. \quad (34)$$

Данные весовой влажности δ_1 и δ_2 можно пересчитать по зависимости (14) на значения объемных влажностей η_1 и η_2 , которые представляют собой отношения

$$\eta_1 = \frac{V_{b_1}}{V_1}; \quad \eta_2 = \frac{V_{b_2}}{V_2},$$

где V_1 — объем, занимаемый торфяной массой до стекания из нее гравитационной воды, V_2 — объем после стекания и произошедшей вследствие этого усадки торфа. Предположим, что объем торфяной залежи в результате стекания из него воды изменится на количество вытекшей из него воды и что после этого в порах торфа не будет содержаться воздуха. Тогда

$$V_2 = V_1 - (V_{b_1} - V_{b_2}).$$

В связи с тем, что расчет ведем на единицу объема залежи до ее усадки, следует положить $V = 1$, тогда $\eta_1 = V_{b_1}$. Подставляя эти значения в выражение для V_2 , получим, что

$$\eta_2 = \frac{V_{b_2}}{1 - (\eta_1 - V_{b_2})}. \quad (35)$$

¹ То есть до уменьшения объема вследствие стекания воды и осадки торфа.

Отсюда находим величину объема воды, оставшейся в торфе после стекания,

$$V_{b_2} = \frac{\eta_2 - \eta_1 \eta_2}{1 - \eta_2} \quad (36)$$

Коэффициент водоотдачи тогда выразится через объемные влажности в следующем виде:

$$\xi = \frac{\eta_1 - \eta_2}{\eta_1(1 - \eta_2)} \quad (37)$$

Беря пределы изменения весовых влажностей торфяных залежей при стекании воды под влиянием свободной фильтрации, из

Таблица 5

Значения коэффициента водоотдачи торфа в зависимости от начальной и конечной влажности

δ_1	δ_2	η_1	η_2	ξ
0,910	0,880	0,943	0,920	0,305
0,967	0,897	0,979	0,932	0,706
0,870	0,848	0,914	0,899	0,166

табл. 3 можем вычислить соответствующие им значения объемных влажностей и коэффициента водоотдачи (табл. 5).

Из табл. 5 видно, что коэффициент водоотдачи торфа в естественных болотных массивах изменяется в широких пределах и зависит главным образом от начальной влажности, соответствующей его нормальной влагоемкости.

Для расчета водоотдачи болотных массивов при их естественном водном режиме (без нарушения режима путем искусственного дренажа и осушения) представляют интерес не столько значения коэффициентов водоотдачи торфа, составляющего основную толщу торфяной залежи массива, сколько водоотдача его верхних горизонтов.

§ 18. Определение капиллярной и осмотической влагоемкости поверхностных горизонтов торфяной залежи болотных массивов. Коэффициент водоотдачи

Экспериментальные исследования капиллярной и осмотической влагоемкости поверхностного слоя болот были проведены в последние годы В. В. Романовым [34] для нескольких микроландшафтов верховых выпуклых болотных массивов. Толщина исследованного слоя достигала 60 см, считая от поверхности мохового покрова в естественном состоянии.

Методика эксперимента заключалась в следующем. Из верхнего слоя болота, находившегося в промерзшем состоянии, вырезались монолиты сечением 10×10 см и высотой равной толщине промерзшего слоя. Монолиты заключались в ящики, которые имели на высоте 2 см от дна отверстия в боковых стенках, и в таком виде оттаивались. Ящики с монолитами устанавлива-

лись в бачки, и путем весьма медленного подъема уровней в бачках монолиты насыщались до полной влагоемкости. После этого ящики с монолитами устанавливались в вертикальном положении в лоток, в котором поддерживался слой воды 2—3 см. В таком положении монолиты выдерживались две недели — срок, за который вся гравитационная вода стекала и внутри монолитов устанавливалось равновесное распределение влажности. Затем монолиты вновь замораживались, вынимались из ящиков и распиливались на горизонтальные слои толщиной 4 см. В каждом слое определялась объемная влажность, объем сухого вещества и его ботанический состав.

На основании этих данных строились кривые распределения общей влажности по высоте монолита (рис. 45). Далее возникала задача выделить из общей влажности, определяемой кривыми рис. 45, осмотическую и капиллярную влагоемкость слоя.

Эта задача В. В. Романовым была решена по аналогии с высокими колоннами грунта, рассмотренными А. Ф. Лебедевым [24].

Размеры пор растительного слоя велики, поэтому в зоне капиллярного распределения влаги кривая влажности должна резко убывать с высотой. Там, где кривая становится параллельной оси h_k и влагосодержание в монолите перестает изменяться с высотой или изменяется весьма мало, остается лишь молекулярно и осмотически связанная влага, количество которой в образце не зависит от положения слоя над уровнем гравитационной воды. Количество молекулярно

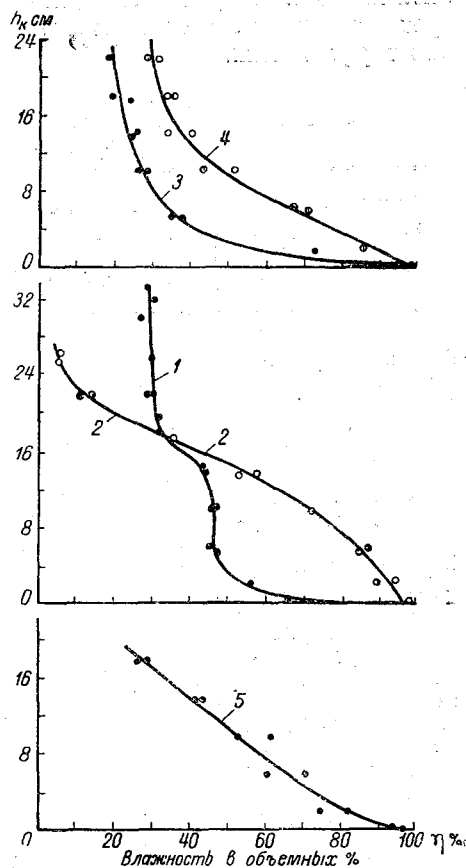


Рис. 45. Экспериментальные кривые равновесного распределения влажности в верхнем растительном слое $V=f(h_k)$ (по опытам В. В. Романова).

Грядово-мочажинный комплекс: 1 — гряды сфагново-кустарничковые, облесенные низкорослой сосной; 2 — мочажины сфагново-пушицевые. Сфагновик кустарничково-пушицевый, редко облесенный сосной (центральные части выпуклых болотных массивов): 3 — кочки, 4 — западины, 5 — сфагновик кустарничково-сосновый.

связанной воды, благодаря отсутствию в верхнем растительном слое болота мелких частиц твердого вещества, можно считать ничтожно малым. Поэтому вся вода, заключенная в слоях монолита над капиллярной зоной, является осмотической и характеризует осмотическую влагоемкость верхних растительных горизонтов торфозалежи.

Таблица 6

Осмотическая влагоемкость поверхностного слоя залежи
(в % по объему)

Тип болотного микроландшафта и элемент микрорельефа	Глубина слоя, в см от поверхности болота							
	2—6	6—10	10—14	14—18	18—22	22—26	26—30	30—34
Грядово-мочажин- ный комплекс:								
а) Сфагново-ку- старничковые гряды, облесен- ные сосной .	26,6	29,5	—	28,3	38,0	40,8	37,3	46,9
б) Мочажины — сфагново-пу- шицевые . .	11,8	10,8	18,8	26,8	30,9	35,5	42,3	—
Облесенные склоны резковыпуклого мохового масси- ва — сфагновик со- сново-кустарнич- ковый	27,3	42,9	48,1	44,6	68,6	—	—	—
Центральные части выпуклых грядово- мочажинных бо- лотных массивов:								
а) Западины — сфагново-пу- шицево-ку- старничковые	29,9	32,7	31,6	36,5	49,4	53,7	—	—
б) Повышения — сфагново-ку- старничковые редко обле- сенные сосной	23,3	21,2	23,0	22,0	26,5	41,8	—	—

В табл. 6 приведены значения осмотической влагоемкости в поверхностном слое залежи в различных болотных микроландшафтах по вычислениям В. В. Романова. На рис. 46 даны обобщенные кривые осмотической влагоемкости по опытам, произведенным на различных болотных массивах [33].

При вычислениях послойной осмотической влагоемкости принималось во внимание изменение объема твердого (сухого) рас-

тительного вещества с глубиной, которое было определено в этих же опытах, а также и его ботанический состав. Изменение плот-

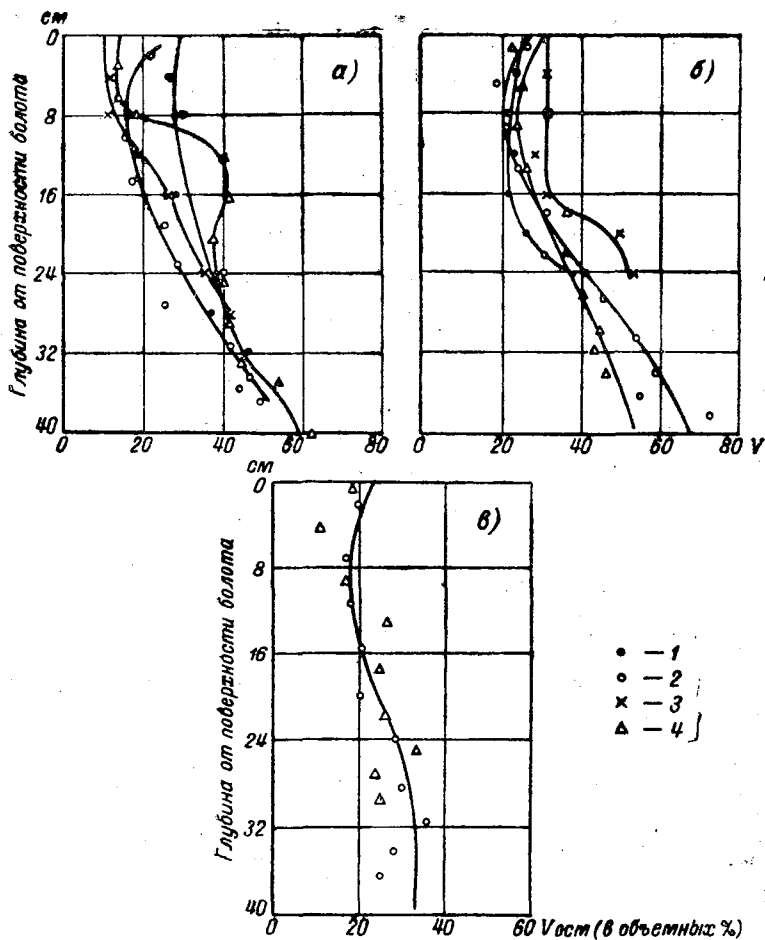


Рис. 46. Кривые осмотической влагоемкости верхнего растительного слоя в различных микроландшафтах: а — грядово-мочажинный комплекс, б — центральные части выпуклых массивов (сфагновик кустарничково-пушицевый, облесенный сосной), в — сфагновик пушицевый.

1 — гряды и кочки на болоте № 1, 2 — то же, на болоте № 2, 3 — мочажины и западины на болоте № 1, 4 — то же, на болоте № 2.

ности растительного вещества с глубиной характеризуется табл. 7.

Распределение по высоте поверхностного слоя залежи капиллярной влагоемкости найдется как разность полной объемной

влажности и осмотической влажности в каждом данном горизонте слоя, т. е.

$$\eta_k = \eta - \eta_{ос}, \quad (38)$$

где η , η_k и $\eta_{ос}$ — соответственно полная, капиллярная и осмотическая влажности в объемных процентах. На рис. 47 представлены вычисленные этим путем кривые капиллярной влагоемкости $\eta_k = f(h_k)$ для поверхностного слоя болот.

Таблица 7

Объемное содержание растительного вещества (в % по объему)
в поверхностном растительном слое залежи
(по данным В. В. Романова)

Тип болотного микро- ландшафта и элемент микрорельефа	Глубина слоя, в см от поверх- ности мохового покрова болота								Ботанический состав, в весо- вых %		
	2-6	6-10	10-14	14-18	18-22	22-26	26-30	30-34	сфагнум	пушица	кустар- нички
Грядово-мочажинный комплекс:											
а) Сфагново-ку- старничковые гряды, облесен- ные сосной . . .	1,1	1,1	1,3	1,1	1,4	1,5	1,4	1,9	88,2	3,2	8,5
б) Мочажины сфаг- ново-пушицевые	0,73	0,69	1,2	1,7	2,4	2,4	2,6	—	82,0	17,4	0,6
Облесенные склоны резковыпуклых мо- ховых болотных мас- сивов — сфагновик сосново-кустарничко- вый	3,5	3,2	3,4	3,0	4,4	—	—	—	59,7	4,7	35,6
Центральные части вы- пуклых грядово-моча- жинных болотных массивов:											
а) Западины сфаг- ново-пушицево- кустарничковые	1,1	1,3	1,4	1,4	2,1	1,9	—	—	77,3	19,4	3,3
б) Повышения сфагново-ку- старничковые редко облесен- ные сосной . . .	0,94	0,80	0,89	0,89	1,0	1,6	—	—	91,7	1,3	7,0

В § 17 указывалось, что установление зависимости (33) по функции распределения пор (31) или (32) возможно лишь в том случае, когда по высоте исследуемого слоя структура его остается неизменной. Этого нельзя сказать про верхний расти-

тельный слой болотных массивов, где, как видно хотя бы из табл. 7, объемное содержание растительного вещества возрастает с глубиной. Поэтому, если подходить более строго, то по полученным кривым распределения капиллярной влагоемкости (рис. 47) нельзя судить о содержании и распределении крупных пор в верхней части монолита на основании данных нижней части кривой и, наоборот, для нижней части монолитов нельзя судить о содержании и распределении в ней наиболее мелких пор по верхней части кривой. Однако это не явилось бы недостатком метода, если бы определялась капиллярная влагоемкость верхнего слоя болота при неизменном горизонте грунтовых

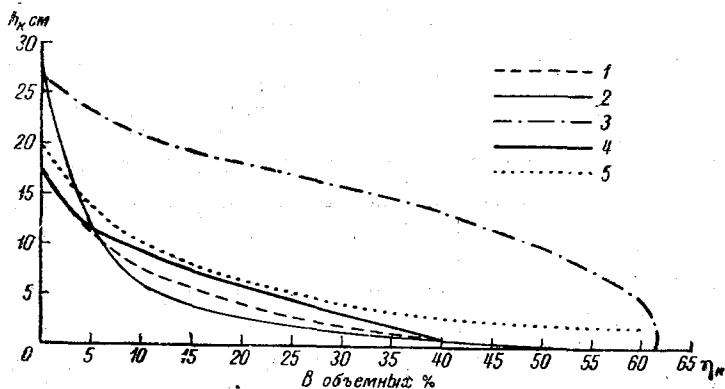


Рис. 47. Кривые капиллярной влагоемкости в верхнем растительном слое.

Грядово-мочажинный микрорландшафт: 2 — гряды сфагново-кустарничковые, 3 — мочажины сфагново-пушицевые. Сфагновик кустарничково-пушицевый, редко облесенный низкорослой сосной: 1 — кочки и повышения, 4 — сосняк сфагново-кустарничковый, 5 — межкочечные западины.

вод, для которого на монолитах были определены зависимости, представленные на рис. 47. Но для точных расчетов водоотдачи болотного массива нужно знать изменение функции капиллярной влагоемкости в зависимости от горизонта грунтовых вод.

При неизменной структуре слоя по глубине кривая распределения капиллярной влагоемкости очевидно не зависит от положения уровня грунтовых вод, а при медленных изменениях уровней грунтовых вод перемещается вместе с уровнем грунтовых вод, не изменяя своей формы. При непрерывно изменяющейся структуре залежи с глубиной и увеличении количества мелких пор за счет уменьшения крупных, что и имеет место в действительности, кривая распределения капиллярной влагоемкости с падением уровня грунтовых вод должна изменять свою форму. В приведенных опытах В. В. Романова изменение структуры по высоте образцов не учитывалось. Для этого потребовалось бы снятие кривых распределения капиллярной влагоемкости

при целом ряде различных расстояний горизонтов грунтовых вод от поверхности болота (образца). Поэтому и коэффициенты водоотдачи верхнего слоя болота, вычисленные как функции глубины стояния уровня грунтовых вод и приведенные в табл. 8, являются приближенной количественной характеристикой. Нужно ожидать, что действительная водоотдача должна быть несколько выше в самых верхних горизонтах мохового слоя, чем по данным табл. 8. Однако в настоящее время для характеристики водоотдачи верхних горизонтов болотных массивов не имеется более точных данных.

Таблица 8

Суммарная водоотдача поверхностных слоев торфозалежи
(в мм слоя воды)

Тип болотного микроландшафта и элемент микрорельефа	Понижение уровня грунтовых вод от поверхности до глубины z , см											
	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
Гряды грядово-мочажинного комплекса	20	49	80	109	140	170	192	217	235	258	278	297
Повышения центральной части выпуклых массивов	29	61	96	130	161	187	208	229	248	267	286	304
Западины центральной части и мочажины грядово-мочажинного комплекса	15	38	68	94	120	143	—	—	—	—	—	—

Определение кривой капиллярной и осмотический влагоемкости может быть сделано, кроме того, с помощью капилляриметров. При этом может быть учтено изменение структуры и пористости исследуемого слоя с глубиной. Для торфа таких опытов пока не производилось.

На основании табл. 8, где приведены данные по водоотдаче всего слоя, лежащего над уровнем грунтовых вод, при понижении уровня грунтовых вод от поверхности до глубины z , построена табл. 9, в которой вычислены коэффициенты водоотдачи. Послойный коэффициент водоотдачи, который будем обозначать ξ_z , характеризует количество стекающей воды из болота при понижении уровня грунтовых вод на единицу высоты от данной начальной глубины стояния горизонта z . Численно коэффициент ξ_z выражается отношением количества стекшей воды, выраженного в миллиметрах или сантиметрах слоя, к величине понижения уровня воды на 1 см при данном горизонте. В ряде случаев при расчетах удобнее пользоваться понятием суммарного

коэффициента водоотдачи ξ , под которым разумеется отношение всего объема воды, стекшего из слоя, заключенного между поверхностью болота и уровнем грунтовых вод, к полному объему этого слоя.

Таблица 9

Значения коэффициентов водоотдачи для различных микроландшафтов

Расстояние уровня грунтовых вод от поверхности очеса z , см (от — до)	Коэффициент водоотдачи на единицу высоты снижения уровня грунтовых вод ξ_z			Понижения уровня грунтовых вод от поверхности очеса до глубины z , см	Суммарный коэффициент водоотдачи ξ		
	Гряды грядово-мочажинного комплекса	Кочки центральной части выпуклых массивов	Мочажины и западины грядово-мочажинного комплекса и центральных частей массивов		Гряды грядово-мочажинного комплекса	Кочки центральной части выпуклых массивов	Мочажины и западины грядово-мочажинного комплекса и центральных частей массивов
0—5	0,40	0,58	0,30	5	0,40	0,58	0,30
5—10	0,38	0,64	0,46	10	0,49	0,61	0,38
10—15	0,62	0,70	0,60	15	0,53	0,64	0,45
15—20	0,58	0,68	0,52	20	0,54	0,65	0,47
20—25	0,62	0,62	0,52	25	0,56	0,64	0,48
25—30	0,60	0,52	0,46	30	0,57	0,62	0,48
30—35	0,44	0,42	—	35	0,55	0,59	—
35—40	—	—	—	40	0,54	0,57	—
40—45	—	—	—	45	0,52	0,55	—
45—50	—	—	—	50	0,51	0,53	—
50—55	—	—	—	55	0,50	0,52	—
55—60	—	—	—	60	0,49	0,51	—

Подсчет суммарного коэффициента водоотдачи производится по кривым распределения осмотической и капиллярной влагоемкости (рис. 48). Задаваясь разными значениями уровней грунтовых вод z , к значениям осмотической влагоемкости, которая не зависит от горизонта грунтовых вод, прибавляем послойные значения капиллярной влагоемкости, соответствующие различным исходным горизонтам $z_4, z_3, z_2, \dots$ и т. д. Получаем кривые b_2d_1, b_3d_2, b_4d_3 и т. д., представляющие собой кривые суммарной влагоемкости, зависящие от положения уровня грунтовых вод. Площади $b_4dd_3, b_3dd_2, b_2dd_1$ будут представлять собой в соответствующем масштабе количества стекшей воды, а площади $a_1a_4d_1b_2, a_1a_3d_2b_3$ и т. д. — количества воды, оставшейся в слое над уровнем грунтовых вод. Коэффициент суммар-

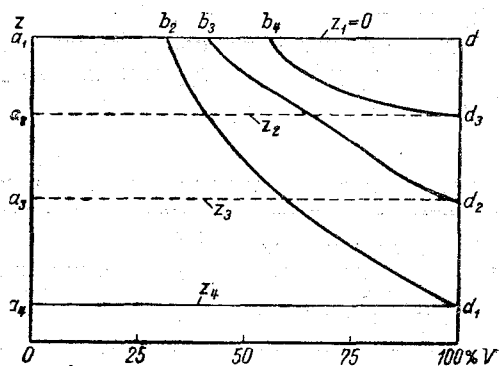


Рис. 48.

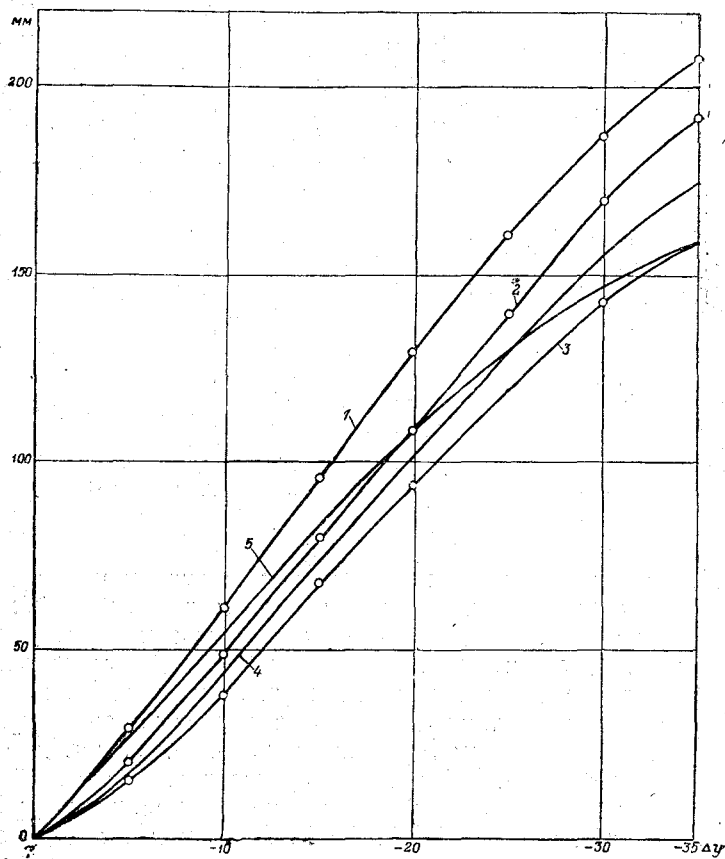


Рис. 49. Кривые зависимости водоотдачи поверхностного слоя болот, от глубины стояния уровней грунтовых вод.

1 — кочки и повышения сфагновика кустарничково-пушицевого, облесенного сосной, 2 — гряды сфагново-кустарничковые, 3 — западины и мочажины сфагново-пушицевые, 4 — грядово-очажинный микроландшафт, 5 — сфагново-пушицевые микроландшафты.

ной водоотдачи в этом случае будет выражаться отношением площадей

$$\xi = \frac{\text{пл. } (dd_2b_3)}{\text{пл. } (a_1dd_2a_3)} \quad \text{при } z = z_3,$$

$$\xi = \frac{\text{пл. } (dd_3b_4)}{\text{пл. } (a_1dd_3a_2)} \quad \text{при } z = z_2$$

и т. д.

По определенным значениям ξ_1, ξ_2, ξ_3 и т. д. строим кривые $\xi = f(z)$!

На рис. 49 приведены кривые водоотдачи верхнего растительного горизонта болотных массивов, построенные в соответствии с табл. 8, для грядово-мочажинного (в предположении 50% гряд и 50% мочажин) и сфагново-пушицевого микроландшафтов, а также для отдельных элементов микрорельефа.

Из этих кривых видно, что для грубых подсчетов коэффициента водоотдачи в среднем для верхнего очесного слоя болот он может приниматься равным 0,5. К этому значению коэффициент водоотдачи близок в диапазоне от $z = 0$ до $z = 35$ см, т. е. в пределах обычных колебаний уровня грунтовых вод на моховых микроландшафтах.

§ 19. Водопроводимость торфа

Водопроводимость торфа как и всякой мелкопористой среды характеризуют коэффициентом фильтрации. Коэффициент фильтрации является основной числовой характеристикой, определяющей водопроводимость, или водопроницаемость, грунтов, т. е. свойство грунтов пропускать через себя воду.

К свойствам грунта, от которых зависит водопроводимость, относятся количество, величина и форма пор. Кроме того, водопроводимость зависит от вязкости воды, которая в свою очередь определяется температурой. Размеры пор в торфе и в верхнем деятельном горизонте торфяной залежи колеблются, как мы видели, в широких пределах. Количество пор в торфяной залежи того или другого диаметра определяется кривыми распределения пор, аналогичными рассмотренным выше кривым распределения крупности частиц. Что касается форм пор, то установление их значительно более сложно и требует микроскопического анализа структуры торфа.

Для возможности теоретического вывода зависимости коэффициента фильтрации от размеров и формы пор грунта принимают для пор какую-либо определенную геометрическую форму. Так как естественные грунты и в особенности торф представляют, как правило, весьма разнородный материал по крупности составляющих их частиц, то для подсчета коэффициента фильтрации

оперируют со средними значениями размеров пор или диаметров частиц.

Из гидравлики известно, что скорость движения воды в трубке связана с градиентом давления степенной зависимостью

$$u = CI^n, \quad (39)$$

где u — средняя скорость движения воды в трубке, C — коэффициент сопротивления, I — градиент давления, т. е. падение давления на единицу пути движения потока, n — показатель степени, который изменяется от 1 до 0,5 в зависимости от скорости и размеров потока.

Для трубок малого поперечного сечения, в которых движение воды происходит при ламинарном режиме, $n = 1$, следовательно

$$u = CI. \quad (40)$$

Введем следующие обозначения:

ω — площадь поперечного сечения грунта, через который фильтрует вода,

ω_p — площадь всех пор в рассматриваемом поперечном сечении,

$\varepsilon = \frac{\omega_p}{\omega}$ — коэффициент пористости.

Тогда расход фильтрации через поперечное сечение ω будет выражен в форме

$$Q = \varepsilon \omega u = \varepsilon \omega CI. \quad (41)$$

Величина

$$v = \frac{Q}{\omega} = \varepsilon CI \quad (42)$$

называется скоростью фильтрации и представляет собой среднюю скорость, с которой двигалась бы жидкость, если бы все поперечное сечение ω было занято потоком. Скорость фильтрации представляет, таким образом, фиктивную величину, введение которой оправдывается, однако, рядом существенных преимуществ и упрощений, которые получаются при рассмотрении общих законов фильтрации.

Нетрудно видеть, что скорость фильтрации связана со средней скоростью движения воды в порах грунта соотношением

$$v = \varepsilon u. \quad (43)$$

Величина εC в формуле (42) называется коэффициентом фильтрации и обозначается обычно буквой k . Зависимость (42) обычно записывается в форме

$$v = kl \quad (44)$$

и выражает собой основной закон фильтрации в мелкопористой среде, именуемый в гидравлике законом Дарси.

Из последнего выражения видно, что коэффициент фильтрации есть величина фиктивной скорости v при градиенте $I = 1$ или соответственно величина расхода воды, протекающего через единичное поперечное сечение фильтрующей среды при градиенте, равном единице.

Скорость движения воды в порах грунта может быть также выражена через размеры пор. Принимая для ламинарного движения справедливым закон Ньютона для жидких тел, легко показать, что для трубок круглого сечения имеет место соотношение

$$u = \frac{\gamma g R^2}{\mu} I, \quad (45)$$

где μ — вязкость жидкости (в динах на 1 см^2), γ — удельный вес жидкости, g — ускорение силы тяжести, R — радиус трубки.

Для поперечных сечений произвольной формы выражение для скорости можно написать в аналогичном виде:

$$u = \frac{\gamma g}{\mu} \left(\frac{F}{L} \right)^2 \alpha I, \quad (46)$$

где F — площадь поперечного сечения поры (вообще переменная в направлении фильтрующего потока), L — периметр поперечного сечения, α — численный безразмерный коэффициент, зависящий от формы пор. Для цилиндрических пор с круглым поперечным сечением, как видно из сопоставления (45) и (46), $\alpha = \frac{1}{2}$.

Из выражений (40) и (46) непосредственно получаем, что коэффициент сопротивления

$$C = \frac{\gamma g}{\mu} \left(\frac{F}{L} \right)^2 \alpha, \quad (47)$$

а коэффициент фильтрации

$$k = \frac{\gamma g}{\mu} \left(\frac{F}{L} \right)^2 \alpha \varepsilon = C \varepsilon. \quad (48)$$

Из формулы (48) видно, что коэффициент фильтрации грунтовой массы определяется размерами пор грунтового скелета, формой пор, общей пористостью и вязкостью воды, которая зависит, в свою очередь, от температуры.

Первые три величины относятся к характеристике грунтового скелета, и если они известны, то коэффициент фильтрации может быть легко определен по формуле (48).

Как показывают многочисленные экспериментальные исследования, произведенные различными исследователями с минеральными грунтами, коэффициент пористости, а соответственно и размеры пор в грунте зависят от внешнего давления, приложенного к грунту. Для каждого вида грунта определенному внешнему давлению соответствует вполне определенная величина пори-

стости. Связь между пористостью и давлением устанавливается с помощью компрессионных кривых.

Характерной особенностью минеральных грунтов является то, что в них структура скелета не изменяется или изменяется мало под воздействием фильтрующей жидкости. Поэтому водопроводимость минеральных грунтов различных составов для практических целей имеется возможность характеризовать с помощью постоянных значений коэффициента фильтрации.

Торф в этом отношении сильно отличается от минеральных грунтов.

Благодаря специфическим особенностям состава и структуры торфа, определяющих его органическим происхождением, коэффициент фильтрации, как показывают опыты, уже не является для него постоянной характеристикой. Для одного и того же вида торфа и при постоянстве внешнего давления коэффициент фильтрации может изменяться в широких пределах. Под влиянием фильтрующей жидкости структура торфяного скелета способна легко видоизменяться, в результате чего изменяется водопропускная способность.

Таким образом, в зависимости (48), строго говоря; входящие в нее величины коэффициента пористости, размеров пор и формы пор, надо полагать переменными величинами, представляющими функции времени, напора и начальных условий фильтрации (в смысле увлажнения торфяного скелета).

Значения коэффициента фильтрации для торфа определялись многими авторами, и в настоящее время накоплен довольно значительный цифровой материал. Однако вопрос о физической стороне явлений, происходящих в торфе при фильтрации и изменяющих структуру торфяного скелета и его водопропускную способность, еще остался мало исследованным. Причиной этого является сложность сопровождающих процесс фильтрации явлений и методические трудности экспериментальных исследований. Тем не менее этот вопрос имеет большое научное и практическое значение для условий движения воды в болотах, поэтому необходимо подробнее остановиться на явлениях, сопровождающих фильтрацию в торфяной массе, и факторах, определяющих водопропускную способность торфа.

Экспериментальные исследования, производившиеся в лабораторных и полевых условиях, прежде всего показывают, что наряду с зависимостью коэффициента фильтрации от степени разложения и ботанического состава торфа, коэффициент фильтрации зависит от времени (продолжительности фильтрации), действующего напора (гидравлического градиента) и начального состояния торфяного грунта. Опыты Я. Я. Гетманова [5] и Л. С. Евстафьева [11], проводившиеся ими на торфяных монолитах в лотках и на специальных приборах, показали, что для торфов средние и сильно разложившихся коэффициент фильтрации при непрерывной фильтрации уменьшается во времени (табл. 10).

Аналогичное уменьшение величины коэффициента фильтрации было получено А. Д. Дубахом [8] в полевых исследованиях на верховых болотах, проводившихся методом откачки воды из скважин.

Таблица 10

уменьшение коэффициента фильтрации со временем
(по Я. Я. Гетманову)

Характер торфа	Степень разложения, %	Значения коэффициента фильтрации, см/сек		Продолжительность опыта, сутки
		в начале опыта	в конце опыта	

Направление фильтрации вертикальное

Осоково-гипновый	69	$8,11 \cdot 10^{-4}$	$1,0 \cdot 10^{-6}$	108
"	верхний слой 24, нижний 69	$2,58 \cdot 10^{-3}$	$8,6 \cdot 10^{-5}$	61
Сфагново-пушицево-шейхцериевый	малая	$1,18 \cdot 10^{-3}$	$5,1 \cdot 10^{-5}$	18
Пушицево-сфагновый	25—40	$2,45 \cdot 10^{-4}$	$7,1 \cdot 10^{-5}$	67

Направление фильтрации горизонтальное

Пушицево-сфагновый	верхний слой 10, нижний 50	$2,43 \cdot 10^{-4}$	$1,87 \cdot 10^{-4}$	15
--------------------	----------------------------------	----------------------	----------------------	----

Из данных табл. 11 видно, что с уменьшением степени разложения торфа скорость снижения коэффициента фильтрации уменьшается. При этом, как утверждает Евстафьев, в мало разложившихся торфах фильтрация с течением времени может даже увеличиваться или «иметь периодические колебания».

Опыты Гетманова, кроме того, показывают (табл. 12), что с течением времени скорость снижения коэффициента фильтрации уменьшается и по прошествии приблизительно 50 суток становится практически равной нулю, т. е. фильтрация стабилизируется.

Опыты, проведенные А. Д. Дубахом на Онцевском болоте в полевых условиях, в общем подтвердили результаты Я. Я. Гетманова и дали аналогичную картину уменьшения коэффициента фильтрации во времени (табл. 11).

Скорость снижения коэффициента фильтрации при высокой и средней степени разложения торфа

Вид торфа	Степень разложения, %	Скорость снижения коэффициента фильтрации в пределах первых 10 суток <i>см/сек сут</i>	Примечание	
Осоково-топяной	50—70	$0,73 \cdot 10^{-3}$	Средняя скорость снижения за первые 3 суток	Опыты полевые на Онцевском болоте (А. Д. Дубаха)
Осоково-глинистый	69	$0,654 \cdot 10^{-3}$	Средняя скорость снижения за первые 10 суток	Опыты ВНИИГМа на монолитах
То же	24 верхний слой 35 см, 69 нижний слой 15 см	$0,118 \cdot 10^{-3}$	То же	То же

По опытам, проведенным на болоте Гладком, А. Д. Дубах сделал заключение, что снижение коэффициента фильтрации при установившемся уровне в колодце

Таблица 12
Зависимость скорости снижения коэффициента фильтрации от продолжительности фильтрации

Продолжительность от начала фильтрации, сутки	Интервал времени, Δt сутки	Скорость снижения коэффициента фильтрации за данный интервал времени $\frac{\Delta k}{\Delta t}$ <i>см/сек сут</i>
0	11	$5,95 \cdot 10^{-5}$
11	12	$1,02 \cdot 10^{-5}$
23	11	$0,90 \cdot 10^{-6}$
34	9	$1,00 \cdot 10^{-6}$
43	10	$1,00 \cdot 10^{-6}$
53	11	$2,00 \cdot 10^{-7}$
64	16	0,0
80	17	$6,0 \cdot 10^{-8}$
97		

наблюдается лишь в течение первых 9 часов, а затем коэффициент фильтрации становится постоянным. Однако этот вывод следует отнести лишь к торфам малой степени разложения (от 5 до 35 %).

Опыты по изменению коэффициента фильтрации торфа во времени на образцах высотой от 10 до 15 см в трубках такого же диаметра, тщательно проведенные в 1936—1937 гг. Л. С. Евстафьевым [11], также показали, что коэффициент фильтрации уменьшается во времени значительно быстрее для торфов сильно разло-

жившихся; для торфов малой степени разложения это уменьшение незначительно. Данные Л. С. Евстафьева по снижению коэффициента фильтрации во времени приведены в табл. 13.

На рис. 50 даны кривые изменения коэффициента фильтрации во времени, построенные по результатам этих опытов. Из них видно, что коэффициент фильтрации в течение первых 25 суток резко снижается; затем фильтрация стабилизируется, и коэффициент фильтрации колеблется около некоторого среднего значения, имея тенденцию к весьма медленному снижению.

В опытах Я. Я. Гетманова была сделана попытка установить влияние на коэффициент фильтрации напора. Оказалось, что изменение напора изменяет величину коэффициента фильтрации; при этом с увеличением напора коэффициент фильтрации увеличивается в первые моменты после изменения напора. Если далее напор остается постоянным, то коэффициент фильтрации начинает вновь уменьшаться от нового (увеличенного) значения.

Перечисленные экспериментальные исследования дают возможность сделать качественные выводы о характере изменения водопроводимости торфа и являются несомненным доказательством того, что торф представляет собой материал, водопроницаемость которого

не может рассматриваться даже в практических расчетах как величина постоянная. Поэтому коэффициент фильтрации торфа должен рассматриваться как функция следующих величин: 1) степени дисперсности, или степени разложения, торфа, 2) ботанического состава торфа, 3) внешнего давления на торфяную массу, 4) влажности торфа к моменту начала фильтрации, 5) интервала времени, протекшего с момента начала фильтрации, 6) величины напора. Влияние последних трех факторов остается пока наименее ясным, так как оно связано с еще мало изученным механиз-

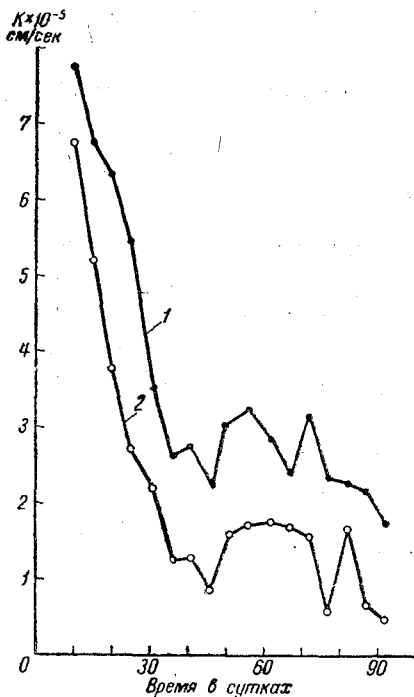


Рис. 50. Уменьшение коэффициента фильтрации торфа в зависимости от продолжительности фильтрации (по опытам Л. С. Евстафьева).

1 — кривая для осокново-лесного торфа (степень разложения 55%), 2 — кривая для тростниково-лесного торфа (50%).

мом фильтрации в торфе, с изменением структуры фильтрующей среды под влиянием гидродинамического давления и капиллярных сил и набуханием мельчайших фракций торфяного скелета.

Таблица 13

Относительное уменьшение коэффициента фильтрации
во времени по Л. С. Евстафьеву

Вид торфа	Степень разложения, %	Во сколько раз уменьшилось k при температуре 10° за 2,5 месяца	Вид торфа	Степень разложения, %	Во сколько раз уменьшилось k при температуре 10° за 2,5 месяца
Осоково-лесной	55	2,5	Гипново-топяной	20	1,5
"	45	2,5	"	15—20	2,0
Тростниково-лесной	50	4,0	Парвифолиум	5—10	1,5
"	40—45	2,5	Медиум	20	1,25
Гипново-топяной	35	2,0	"	25—30	1,5
"	20—25	1,5	"	25	1,5
			"	30—35	2,5

Зависимость коэффициента фильтрации торфов от ботанического состава и степени разложения торфа была подробно исследована в опытах Л. С. Евстафьева. На основании многочисленных опытов на образцах им была установлена экспериментальная зависимость для коэффициента фильтрации в следующем виде:

$$k_{10} = \frac{\alpha}{J^{\beta}}, \quad (49)$$

где k_{10} — коэффициент фильтрации в см/сек при 10°; J — степень разложения торфа, выраженная в процентах; α и β — постоянные, зависящие от ботанического состава (вида) торфа и направления фильтрации (в торфяной залежи).

Таблица 14

Средние значения коэффициентов
фильтрации торфа
(по Л. С. Евстафьеву)

Направление фильтрации	Коэффициент фильтрации, см/сек	
	верховая залежь	низинная залежь
Горизонтальное	0,00075	0,00045
Вертикальное	0,000023	0,000475

В среднем для верховых и низинных торфов в зависимости от направления фильтрации коэффициенты фильтрации имеют по опытам Л. С. Евстафьева значения, приведенные в табл. 14.

Из данных табл. 14 видно, что в верховых торфяных залежах коэффициент фильтрации в вертикальном направлении значительно

меньше, чем в горизонтальном. В низинных торфяных залежах коэффициент фильтрации в вертикальном и горизонтальном направлениях одинаков. На рис. 51 представлены кривые, характеризующие изменения коэффициента фильтрации сфагнового торфа в зависимости от степени разложения при вертикальной и горизонтальной фильтрации.

Несмотря на большое количество опытов, которое было проведено Л. С. Евстафьевым, полученные коэффициенты фильтрации на образцах торфа представляют преуменьшенные значения по сравнению с действительными средними коэффициен-

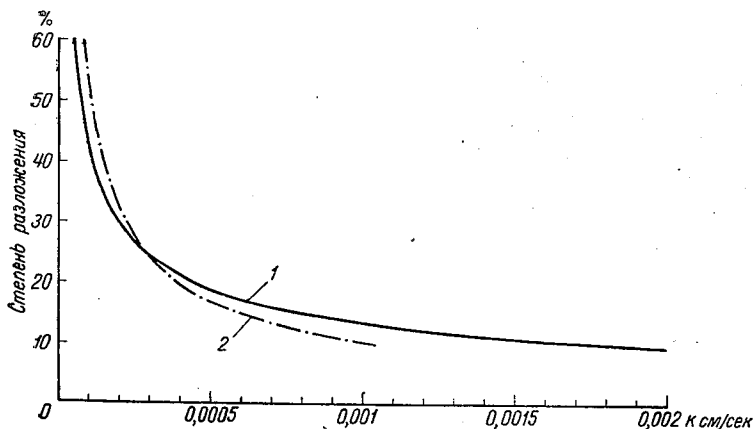


Рис. 51. Кривые зависимости коэффициента фильтрации от степени разложения для сфагнового торфа (по данным Л. С. Евстафьева). 1 — при горизонтальном направлении фильтрации, 2 — при вертикальном направлении фильтрации.

тами фильтрации, имеющими место в естественных торфяных залежах. При проведении опытов с образцами (в особенности малых размеров), принятыми в опытах Евстафьева, не учитывается повышение коэффициента фильтрации, которое имеет место в естественных торфяных залежах в связи с наличием крупных включений остатков пней и корней древесной растительности, вдоль которых может усиленно фильтровать вода. Кроме того, при работе с малыми образцами трудно учесть различия в водонасыщенности различных горизонтов торфяной залежи, в зависимости от которой в сильной степени может увеличиваться или уменьшаться коэффициент фильтрации. Это обстоятельство ограничивает возможность непосредственного переноса результатов опытов по фильтрации на малых образцах в условия естественной торфяной залежи и делает необходимым пользоваться для расчета водопроводимости торфяной залежи главным образом данными полевых опытов.

Если подсчитать по формуле (49) коэффициент фильтрации торфов разного ботанического состава для высоких степеней разложения (55—65%), то мы получим значения для верховых торфов, колеблющихся в пределах от $8 \cdot 10^{-5}$ до $2 \cdot 10^{-6}$ см/сек. Следовательно, торф с высокой степенью разложения приближается по водопроницаемости к глинам, для которых коэффициент фильтрации имеет величину порядка $10^{-5} \div 10^{-7}$ см/сек.

При малых степенях разложения (10%) коэффициент фильтрации по формуле (49) имеет величину порядка $a \cdot 10^{-3}$ см/сек, где $1 < a < 10$, т. е. водопроницаемость торфа приближается к мелкозернистому песку.

Результаты определений коэффициента фильтрации торфа путем откачки скважин в полевых условиях дают такой же широкий диапазон изменения его значений.

Согласно опытам А. Д. Дубаха и др., наибольшие значения коэффициентов фильтрации в поверхностных, очень слабо разложившихся слоях торфяных залежей могут достигать и больших величин, чем верхний предел в опытах Л. С. Евстафьева. В особенности это относится к отдельным участкам болотных массивов, пересыщенных влагой сверх нормальной влагоемкости, и отдельным сильно обводненным прослойкам торфа. Полевые опыты также подтверждают, что нижний предел значений коэффициентов фильтрации хорошо разложившихся торфов в естественных торфяных залежах падает до 10^{-8} см/сек.

§ 20. О предельных значениях градиентов давления и влиянии уплотнения торфяной массы на водопроводимость

Водопроводимость торфа не является постоянной его характеристикой. Ее изменения связаны с состоянием твердого скелета торфа и условиями гидродинамического равновесия торфяной массы.

Закон Дарси, на основе которого дается обычно характеристика водопроводимости грунтов, применим в полной мере лишь к тем дисперсным средам, в которых количество свободной воды преобладает, а вода, молекулярно связанная со скелетом торфа, составляет незначительное количество. При одной и той же общей влажности с увеличением дисперсности торфа увеличивается количество молекулярно связанной воды и уменьшается количество свободной воды. При высокой дисперсности торфа и влажности, не превышающей нормальной, вся или почти вся вода находится в мелких капиллярах и в поле действия поверхностных сил.

Г. И. Покровский считает, что вода в торфе при известных условиях может обладать своего рода механической прочностью, или упругостью, как называет А. Д. Брудастов. Для того чтобы началось передвижение частиц воды относительно частиц

твердого скелета, необходимо преодолеть начальное сопротивление, нарушить связь между частицами воды и скелетом торфа, обусловленную силами молекулярного притяжения. Поэтому пока градиент давления не достигнет известной величины, при которой начальное сопротивление частиц воды будет уравниваться силами давления, фильтрация воды в торфе будет отсутствовать. Величина градиента I_0 , при котором начинается движение воды в порах торфа, называется начальным фильтрационным градиентом давления. Вместо зависимости (44), выражающей закон Дарси, можно в этом случае написать уравнение фильтрационного движения в следующем виде:

$$v = k(I - I_0), \quad (50)$$

где v — скорость фильтрации, I — действующий градиент давления. Величина I_0 зависит от дисперсности торфа и его влажности. С уменьшением влажности I_0 должно увеличиваться.

Понятие начального градиента давления хорошо объясняет ряд явлений, которые наблюдаются в движении воды в торфяных залежах болотных массивов и от которых зависит водоотдача и сток с болотных массивов.

С существованием начального сопротивления перемещению воды в порах твердого скелета связаны и те изменения коэффициента фильтрации во времени, которые были рассмотрены выше.

Действительно, если считать, что для каждого значения влажности существует определенное значение предельного градиента фильтрации, то при уменьшении влажности торфа должен наступить момент, когда действующий градиент давления окажется равным предельному и фильтрация должна прекратиться.

Наоборот, если вначале действующий градиент равен предельному и соответственно фильтрация равна нулю, то всякое увеличение градиента должно вызвать появление фильтрационного движения воды в торфе.

Под влиянием увеличившегося давления вода начинает перемещаться в порах твердого скелета быстрее и давление со стороны воды на частицы скелета возрастет. Частицы твердого скелета, находившиеся до повышения давления в состоянии покоя вследствие равенства сил трения между ними и остальными частицами скелета давлению на них воды, после возрастания градиента давления начнут перемещаться вместе с водой внутри более крупных пор скелета торфа. Это перемещение будет иметь место до тех пор, пока вся масса частиц твердого скелета торфа постепенно не придет к состоянию более плотной укладки частиц в скелете и равновесию, отвечающему новому повышенному давлению. После этого фильтрация должна стабилизироваться. Если действующий градиент давления I будет больше начального градиента I_0 , соответствующего новому состоянию скелета, то скорость фильтрации после стабилизации не

будет равна нулю, а будет иметь определенное конечное значение. Если I будет $< I_0$ при стабилизовавшемся состоянии скелета, то скорость фильтрации должна быть равна нулю.

Таким образом, при увеличении градиента давления скорость фильтрации и фильтрационный расход должны в первые моменты возрастать, а затем, по мере того как скелет будет приходить к новому состоянию уплотненности и равновесия с силами давления воды, скорость фильтрации будет уменьшаться.

Если с этой точки зрения рассмотреть результаты приведенных выше опытов по определению коэффициентов фильтрации Я. Я. Гетманова, А. Д. Дубаха и Л. С. Евстафьева, то наблюдавшиеся в них явления уменьшения коэффициента фильтрации во времени и изменения их от напора вполне объяснимы.

Интересно при этом заметить, что Я. Я. Гетманов, проводивший опыты на монолитах в безнапорных лотках при относительно малых уклонах I , получил, как им самим отмечалось, коэффициенты фильтрации по прошествии 50 суток практически равными нулю. Уменьшение, например, коэффициента фильтрации в осоково-гипновом торфе 69%-ного разложения получилось у Я. Я. Гетманова в 800 раз (табл. 10). Л. С. Евстафьев получал в своих опытах, проводившихся при градиентах несколько больших единицы, уменьшение водопроводимости всего лишь в 1,5—4,0 раза (табл. 13).

Эти разные результаты вполне закономерны, если рассматривать их с точки зрения существования предельного градиента фильтрации.

Малые уклоны в опытах Я. Я. Гетманова являлись, повидимому, близкими к предельным значениям $I = I_0$, которые соответствовали состоянию полной консолидации твердого скелета, и потому фильтрация почти полностью прекращалась. В опытах Евстафьева значения I_0 , соответствовавшие состоянию полного равновесия твердого скелета, были малы по сравнению с применявшимися градиентами $I > 1$, вследствие чего фильтрация стабилизировалась при значительных скоростях фильтрации, определяемых зависимостью (50).

§ 21. Методика лабораторного определения водопроводимости поверхностного слоя болот на монолитах

Определение коэффициентов фильтрации поверхностных слоев болотных массивов, представляющих собой живой растительный слой и слой мало разложившегося растительного материала, производится на крупных монолитах в специальных фильтрационных лотках (рис. 52).

Монолиты вырезаются на болотном массиве зимой из промерзшего слоя вместе с растительным покровом для того, чтобы полностью сохранить ненарушенную структуру исследуемого образца, соответствующую природным условиям. В мерзлом со-

стоянии монолиты обрабатываются с помощью пилы и рубанка строго по размерам лотка, затем закладываются в лоток, где они постепенно оттаивают.

Для того чтобы при проведении опыта получить естественные условия движения потока в монолите, укладка монолита в лоток должна производиться со строгим соблюдением того положения, в котором он находился на болоте по отношению к направлению естественного фильтрационного потока. Поэтому при вырезке монолита на болоте необходимо следить за тем, чтобы длинная сторона его ориентировалась на болотном массиве параллельной направлению наибольшего уклона. Верхняя грань

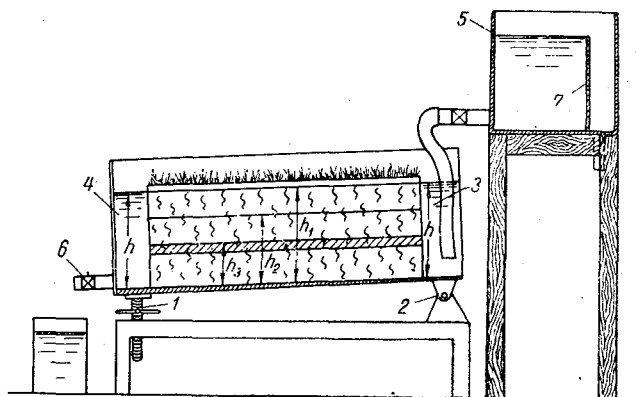


Рис. 52. Схема конструкции фильтрационного лотка для исследования фильтрации на монолитах.

монолита, представляющая собой естественную поверхность болота, не обрабатывается.

Влияние на величину коэффициента фильтрации предварительного промораживания и последующего оттаивания монолита вследствие крупных пор очесного слоя болот, как показывают опыты, практически незначительно. Кроме того, испытываемые монолиты берутся из слоя болота, где ежегодно имеет место естественное промерзание. Следовательно, значения коэффициентов фильтрации, которые получаются в опытах на монолитах после их оттаивания, соответствуют естественному состоянию верхнего слоя болотного массива после его оттаивания весной. Для более глубоких слоев торфяной залежи, имеющих большую степень разложения, метод взятия мерзлых монолитов уже неприменим, так как для этого пришлось бы искусственно замораживать торфяную залежь, в результате чего изменилась бы структура торфа, благодаря наличию в нем значительного количества коллоидных частиц и мелкопористой структуре, а с нею изменились бы и фильтрационные свойства среды.

Фильтрационный лоток (рис. 52), в котором производятся опыты, представляет собой металлический ящик шириной 50—60 см, глубиной 70 см и длиной 1,3 м, укрепленный на специальной станине с помощью опор 1 и 2. Вращением винтовой опоры 1 легко изменяется уклон лотка. Лоток имеет, кроме того, спускной кран 6 для регулировки расхода, вытекающего из лотка, и напорный бачок 5, из которого подается вода через регулировочный кран в верхнюю камеру лотка 3.

Опыты по определению коэффициента фильтрации начинаются лишь после того, как заложенный в лоток монолит полностью оттаит. Они заключаются в измерении фильтрационного расхода, проходящего через монолит, при заданном уклоне дна лотка и заданной глубине воды в лотке.

Для создания в лотке равномерного режима фильтрации необходимо, чтобы глубина воды в верхней и нижней камерах была одинаковой, что достигается при заданном уклоне лотка регулировкой расхода (с помощью выпускного и подающего кранов). При этом средний уклон поверхности потока в монолите получается равным уклону дна лотка и поверхности монолита. Уклоны лотка следует принимать равными или близкими к естественным уклонам поверхности болота, колеблющимся в пределах от 0,015 до 0,0005.

При соблюдении указанных требований условия фильтрации в монолите полностью соответствуют наблюдаемым в натуре, поэтому получаемые значения коэффициентов фильтрации могут использоваться для расчета фильтрационного движения воды в естественных болотных массивах.

Подсчет коэффициента фильтрации ведется по формуле

$$k = \frac{Q}{Bht} = \frac{Q}{Bh \frac{\Delta h}{L}}, \quad (51)$$

где все величины известны из опыта: h — глубина воды в верхней и нижней камерах; B — ширина лотка, равная ширине монолита; Δh — разность горизонтов воды в нижней и верхней камерах; L — длина монолита; t — уклон дна лотка, равный $\frac{\Delta h}{L}$; Q — расход фильтрации.

Определяемые этим путем величины коэффициентов фильтрации k представляют собой средние его значения по всей глубине h слоя монолита и, очевидно, зависят от толщины взятого монолита. Это не дает возможности принимать их за общую характеристику водопроводимости верхнего слоя болотного массива. Для получения последней необходимо знать послойные значения коэффициентов фильтрации, т. е. иметь *кривую распределения коэффициентов фильтрации* по толщине верхнего слоя залежи.

Для этой цели определяют средние значения коэффициентов фильтрации в монолите, соответствующие глубинам h_1 , h_2 , h_3 ,

и т. д. (рис. 52), проводя ряд измерений k при последовательных снижениях или повышениях горизонтов воды в лотке. При этом соблюдают достаточную выдержку времени после изменения горизонта для того, чтобы над уровнем воды установилось новое равновесное распределение капиллярной влаги.

По полученному ряду значений $k_1, k_2, k_3 \dots$ строится экспериментальная кривая зависимости средних значений коэффициентов фильтрации в слое h от толщины этого слоя, считая от дна лотка (рис. 53). По этой кривой можно подсчитать значения коэффициентов фильтрации в каждом данном элементарном

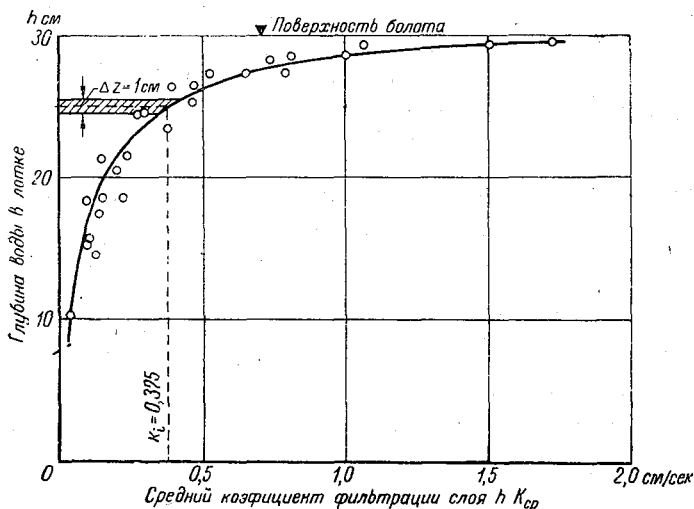


Рис. 53. Экспериментальная кривая зависимости средних коэффициентов фильтрации от толщины фильтрующего слоя (для сфагновика сосново-кустарничкового).

слой Δz , отстоящем на расстоянии z от поверхности монолита. Действительно, обозначая k_z — коэффициент фильтрации в элементарном слое на расстоянии z от поверхности болота (причем $z = H - h$, где H — толщина монолита и h — глубина воды в лотке), можем написать, что

$$k = \frac{\int_{z=H}^{z=H-h} k_z dz}{H - z}, \quad (52)$$

откуда

$$k_z = \frac{d[k(H - z)]}{dz}, \quad (53)$$

или, переходя к конечным разностям,

$$k_z = \frac{\Delta[k(H - z)]}{\Delta z}. \quad (54)$$

Разбивая кривую рис. 53 на малые интервалы Δz , по зависимости (54) подсчитывают значения k_z для каждого z и строят новую кривую послойного распределения коэффициента фильтрации по глубине $k_z = f(z)$ (см. рис. 59).

§ 22. Полевые способы определения коэффициента фильтрации в торфяной залежи

Определение коэффициента фильтрации торфа в полевых условиях имеет целью выяснение водопроницаемости торфяной залежи болотных массивов, находящихся в ненарушенном естественном состоянии. Это определение обычно производится путем откачки воды из скважин или колодцев, сделанных в торфяной залежи. Применяющиеся при этом методы в основном такие же, как и при гидрогеологических исследованиях и при определении коэффициентов фильтрации в минеральных грунтах. Выводы теоретических зависимостей для подсчета коэффициентов фильтрации даются в курсах гидравлики и гидрогеологии; поэтому здесь приведем лишь окончательный вид некоторых расчетных формул, применяемых при определении коэффициентов фильтрации в торфах.

Отметим, что в условиях болотных массивов, вследствие особенностей структуры торфяной залежи, при определении коэффициента фильтрации приходится встречаться с рядом трудностей методического характера в большей мере, чем это имеет место в минеральных грунтах. Поэтому сильно ограничена применимость существующих формул для условий торфяных залежей, в которых они могут рассматриваться лишь как приближенные способы расчета. Все зависимости, относящиеся к определению коэффициента фильтрации в грунте путем откачки воды из колодцев (или скважин), выводятся в предположении наличия однородного водопроницаемого грунта. Поэтому при неоднородном по фильтрационным свойствам грунте указанные зависимости уже неприменимы. Если коэффициенты фильтрации грунта меняются в небольших пределах, то с некоторым приближением можно применять эти зависимости для определения среднего коэффициента фильтрации грунта. Но в тех случаях, когда коэффициенты фильтрации меняются в десятки тысяч раз, как это имеет место в естественных болотных массивах, применение зависимостей, выведенных для однородного грунта без учета стратиграфических особенностей торфяника, может привести к получению совершенно ошибочных результатов.

Другим ограничением применимости некоторых формул, выводимых для определения коэффициента фильтрации в однородном грунте, является предположение о том, что дно скважины или колодца упирается в водонепроницаемый грунт. Это условие может быть соблюдено лишь в редких случаях при исследовании коэффициентов фильтрации торфяных залежей.

Для того чтобы в практических работах избежать неправильного применения расчетных зависимостей, необходимо учитывать стратиграфию торфяника и чередование сильно и слабо разложившихся прослоек торфа заранее, до решения вопроса о применении того или другого способа.

Определения коэффициентов фильтрации с помощью откачки из скважин могут быть произведены двумя способами, основанными на 1) поддержании постоянного горизонта в скважине и 2) измерении времени восстановления уровня в скважине после откачки из нее воды и снижения горизонта.

Первая группа способов основывается на зависимостях, получаемых из рассмотрения установившегося во времени грунто-

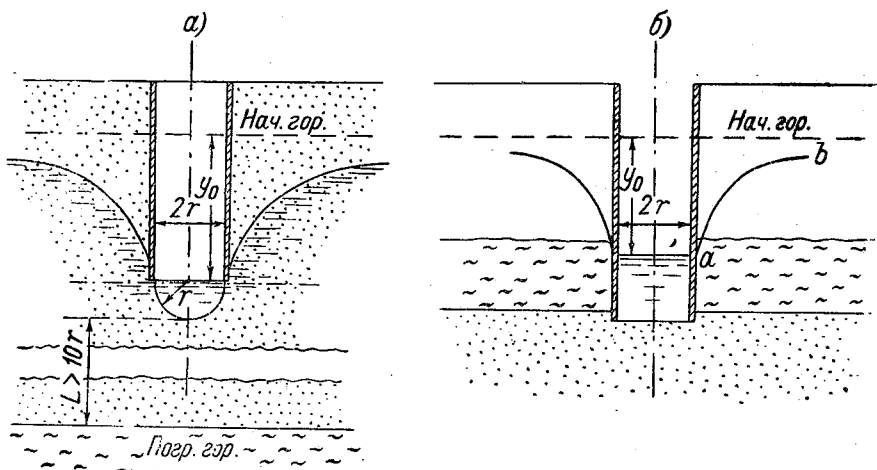


Рис. 54.

вого потока к скважине; вторая — на приближенных уравнениях, выводимых из условий неустановившегося потока.

Рассмотрим вначале способы, основанные на поддержании постоянного горизонта в скважине.

1-й способ заключается в устройстве скважины с водонепроницаемыми стенками (рис. 54 а), с полушаровым или плоским сетчатым дном. Этот способ может применяться при исследовании коэффициента фильтрации достаточно мощных и сравнительно однородных по водопроницаемости пластов. Если, как показано на рис. 54, ниже начального уровня грунтовых вод располагается пласт более или менее однородного по степени разложения торфа, то для получения правильных результатов необходимо, чтобы нижний обрез трубы скважины отстоял от нижележащих слоев торфа с резко отличной водопроницаемостью (например, от так называемого пограничного горизонта) не менее чем на 4—5 диаметров самой скважины.

Такой же способ может быть применен и для определения коэффициента фильтрации водопроводящих слоев залежи, залегающих под водонепроницаемыми или слабо проницаемыми горизонтами (рис. 54б). В этом случае обсадная труба опускается до нижней плоскости водонепроницаемого слоя торфа или ниже ее. Расстояние от обреза трубы до следующего водонепроницаемого слоя должно соответствовать вышеуказанному условию. При малой мощности исследуемых на коэффициент фильтрации слоев торфа диаметр скважин выгоднее делать возможно меньшим.

Для подсчета коэффициента фильтрации k при полушаровом дне служит зависимость

$$k = \frac{Q}{2\pi y_0 r}, \quad (55)$$

где r — радиус скважины в сантиметрах, Q — расход воды в л/сек или см³/сек, откачиваемый из скважины, для поддержания постоянной разности горизонтов y_0 (по отношению к начальному уровню грунтовых вод) после того, как режим фильтрации полностью установился. Последнее фиксируется тем, что кривая депрессии, или пьезометрических высот, ab (рис. 54б) с некоторого момента времени после начала откачки скважины перестает изменяться.

При плоском дне скважины расчетная формула имеет вид

$$k = \frac{Q}{4\pi y_0 r}. \quad (56)$$

2-й способ заключается в устройстве скважины с водонепроницаемыми стенками, дно которой упирается в водонепроницаемый или относительно слабо проницаемый слой (рис. 55). В этом случае средний коэффициент фильтрации исследуемого слоя (заключенного между уровнем грунтовых вод и водонепроницаемым слоем) будет равен

$$k = \frac{Q}{\pi (h_2^2 - h_1^2)} \ln \frac{R}{r}, \quad (57)$$

где h_2 — уровень воды на расстоянии R от скважины, h_1 — уровень воды в скважине, а остальные обозначения прежние.

Для использования приведенных зависимостей в практических опытах по откачке необходимо достигнуть после начала откачки установившегося положения кривой депрессии. Для этого на некотором расстоянии от основной скважины, из которой ведется откачка воды и в которой все время поддерживается постоянный уровень, устраивается еще две скважины (рис. 55) и в них периодически производится измерение положения уровня. Когда уровень в дополнительных скважинах перестает изменяться со временем, можно считать, что кривая депрессии достигла установившегося состояния. С этого момента начинают измерение откачиваемого из скважины количества воды Q , под-

держивающего постоянный уровень в скважине, а также всех остальных величин, входящих в зависимости (55), (56) или (57).

Метод определения коэффициента фильтрации по установившимся режимам далеко не всегда является удобным, так как при малых значениях коэффициентов фильтрации торфов (особенно при средние и сильно разложившихся торфах) требуется выжидать длительное время, измеряемое иногда сутками, при непрерывной откачке, чтобы кривая депрессии полностью установилась. Кроме того, вследствие резкого повышения гидравлического градиента при откачке по сравнению с естественным градиентом в залежи, торфяная масса вокруг скважины в зоне распространения депрессии начинает изменять свою структуру как под влиянием увеличившегося гидродинамического, так и капиллярного давления и постепенно уплотняться в соответствии с но-

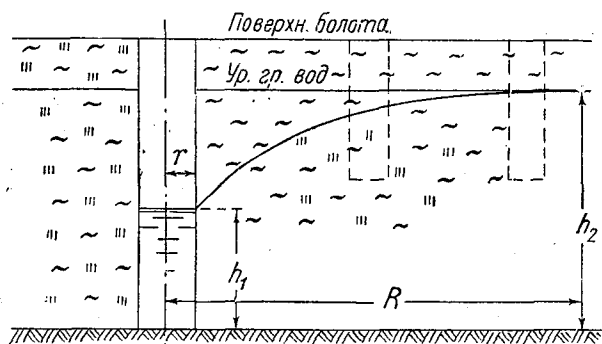


Рис. 55.

выми условиями консолидации. Поэтому торф меняет свою фильтрационную способность, и если выжидать установившегося состояния, то фактически измеряемые коэффициенты фильтрации уже не будут соответствовать тем, которые торфяная масса имела до начала опыта, будучи в естественном состоянии. Это обстоятельство является принципиальным недостатком всех методов, основанных на получении установившегося фильтрационного потока в торфяной массе. Если еще учесть, что приведенные выше зависимости выведены в предположении однородного фильтрационного грунта, тогда как торфяная залежь, как правило, достаточно разнородна по своим фильтрационным свойствам, то в практических полевых исследованиях коэффициента фильтрации следует отдать предпочтение второй группе способов, основанных на приближенном рассмотрении неустановившейся фильтрации в скважину. Главное преимущество этих способов состоит в том, что за короткий промежуток времени, в течение которого идет опыт, торфяная масса не успевает изменить свою структуру и уплотниться под действием увеличенных гидродинамических и капиллярных сил. Поэтому измеряемые величины коэффициентов

Фiltrации получают более близкими к действительным значениям их в залежи, находящейся в состоянии естественного уплотнения.

Сущность метода восстановления уровня заключается в следующем. Из скважины быстро откачивают воду так, чтобы уровень снизился на некоторую

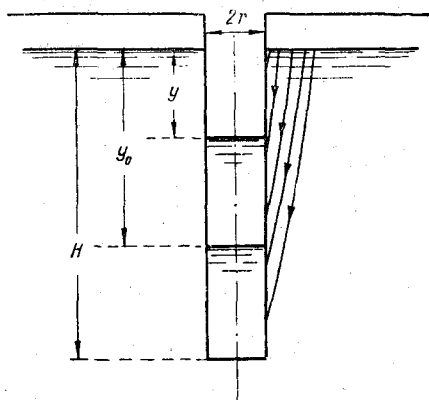


Рис. 56.

величину y_0 от первоначального положения (рис. 56). Затем в момент прекращения откачки измеряют y_0 и засекают время. По мере наполнения скважины фильтрующей водой фиксируют ряд промежуточных положений горизонта воды в скважине y и время их наступления t от начала наполнения скважины.

Для вычисления коэффициента фильтрации по этим данным служит ряд теоретических приближенных формул. Приведем две из них,

которые дают наилучшие результаты для торфяных залежей естественных болотных массивов.

1. Формула Минского института болотного хозяйства

$$k = \frac{r}{2,6t} \left[\lg_{10} \frac{y_0}{y} + \lg_{10} \frac{3H-y}{3H-y_0} \right], \quad (58)$$

где t — время, за которое уровень в скважине поднялся от положения y_0 до y (рис. 56), H — расстояние от начального уровня грунтовых вод до дна скважины.

Формула выведена исходя из следующих предположений. При слабо водопроницаемых грунтах в течение короткого промежутка времени откачки не успевает вытечь в скважину сколь угодно значительное количество воды; объем же воды, требующийся для заполнения скважины, невелик. Поэтому уровень воды в торфе, окружающем скважину, в течение времени заполнения скважины не успевает значительно снизиться и образовать вокруг нее воронку депрессии. Линии токов фильтрующей через стенки скважины воды в первые моменты времени будут представлять линии, близкие к вертикалям (см. рис. 56), что дает возможность считать гидравлический градиент над уровнем воды в скважине, под действием которого происходит фильтрация, равным единице.

Полный расход воды, фильтрующей в скважину, с момента прекращения откачки и начала восстановления горизонта складывается из трех составляющих:

1) расхода воды Q_1 , поступающего через стенки выше уровня воды в скважине y ,

2) расхода Q_2 , поступающего через боковые стенки ниже уровня y ,

3) расхода Q_3 , фильтрующего через дно скважины.

Эти составляющие выражаются через коэффициент фильтрации и гидравлический градиент следующим образом:

$$Q_1 = 2\pi r y k,$$

где $I = 1$;

$$Q_2 = \frac{2\pi r (H-y) y}{y + \frac{H-y}{2}} k,$$

где

$$I = \frac{y}{y + \frac{H-y}{2}}$$

представляет собой средний гидравлический градиент за время восстановления уровня от начального его положения y_0 до любого промежуточного положения y , для которого берется отсчет времени;

$$Q_3 = \pi r^2 \frac{y}{H} k.$$

Наполнение скважины за время dt тогда выразится следующим уравнением:

$$\pi r^2 dy = 2\pi r k \left[y + \frac{2(H-y)y}{H+y} + r \frac{y}{2H} \right] dt.$$

Интегрируя это выражение в пределах от y_0 до y и произведя некоторые упрощения, получаем зависимость (58).

2. Формула Доната — Писарькова

$$k = 32 \frac{r^2}{Ht} \lg_{10} \frac{y_0}{y}, \quad (59)$$

где все обозначения прежние, выведена в предположении, что за короткий промежуток времени откачки и последующего восстановления уровня в скважине образующаяся при этом воронка депрессии вокруг скважины за счет вылившейся в скважину воды не успевает распространиться на значительное расстояние от скважины и сильно изменить свою форму.

Подробный вывод этой формулы изложен в литературе [32]. Однако заметим, что эта формула теоретически обоснована значительно хуже, чем формула (58).

Возможность применения при практических определениях коэффициентов фильтрации той или другой формулы зависит от степени водопроводимости исследуемых горизонтов залежи. При малых значениях коэффициентов фильтрации, лежащих в диапазоне от 0,01 см/сек и менее, безусловное предпочтение следует отдать формуле (58), которая для этих условий дает достаточно точные результаты, а формула (59) дает сильно завышенные значения. При коэффициентах фильтрации в диапазоне от 0,01—0,1 см/сек формула (59) даст достаточно точные результаты. Объясняется это тем, что при большой водопроницаемости вокруг скважины за период откачки (в особенности при не очень быстрой откачке) образуется заметная воронка депрессии, вследствие чего картина действительно неустановившегося фильтрационного движения ближе к предположениям, положенным в основу вывода формулы (59).

ГЛАВА III

ДВИЖЕНИЕ ВОДЫ И КОЛЕБАНИЕ УРОВНЕЙ ГРУНТОВЫХ ВОД В ЕСТЕСТВЕННЫХ БОЛОТНЫХ МАССИВАХ

§ 23. Содержание воды в естественных болотных массивах

Водный режим болот следует изучать с учетом значительно отличающихся гидрологических свойств различных участков болотных массивов. Как правильно указывает В. Д. Лопатин: «Гряды и мочажина, существующие рядом и нередко чередующиеся через каждые 2—3 м, имеют резко различные режимы фильтрации, температуры, влагоемкости, замерзания и оттаивания, структуры и связности торфа».

В связи с этим особенно важно уделить внимание тем различиям в водных свойствах, которые характеризуют разные болотные микроландшафты и различные горизонты торфяной залежи болотных массивов, что в конечном итоге определяет основные закономерности водного режима болот.

Оценивая содержание воды в болоте, обычно имеют в виду общее количество влаги, находящейся в торфяной массе и верхнем растительном слое болота, без разделения ее на различные физические категории, определяющие степень связности воды с твердым веществом торфа.

Количество воды, содержащееся в естественном болотном массиве, колеблется от 87 до 97% по отношению к весу торфяной массы. По данным С. А. Сидякина и С. В. Курдюмова [19], предельная влажность верховых и низинных торфов с зольностью до 10% (считая на абсолютно сухую массу торфа) характеризуется табл. 15.

Для болотных массивов, имеющих повышенную зольность твердой составной части торфа, по данным Курдюмова для ни-

зинных пойменных болот Украинской ССР, максимальное влаго-содержание составляет 91% (по весу) и в среднем колеблется от 85 до 90% при зольности ниже 30% и от 80 до 85% при зольности более 30%. Как видно из этих данных, среднее содержание воды в неосушенных естественных болотных массивах чрезвычайно велико. Болотные

массивы, сложенные преимущественно верховым торфом, имеют несколько большее влагосодержание, чем массивы, сложенные низинным торфом. Уменьшенное влагосодержание низинного торфа по сравнению с верховым при одной и той же степени разложения объясняется его различным ботаническим составом и разной осмотической влажностью не вполне разложившихся остатков растений. Низинный торф имеет, как правило, более высокую зольность сухого органического вещества, что также снижает значение ве-

совой влажности за счет повышения веса твердого вещества торфа.

Однако характеристика влагосодержания естественных торфяных залежей с помощью весовой влажности очень непоказательна, так как не дает представления о том, какая часть единицы объема в том или ином горизонте болотного массива занята водой, какая часть занята твердым (органическим и минеральным) веществом и какая часть воздухом. Правда, при решении многих инженерных вопросов, например при проектировании и эксплуатации торфяных залежей на топливо, широко пользуются понятием весовой влажности, потому что при подсчетах выхода промышленного торфа и запасов его это представляет большие практические удобства. При физических же исследованиях состояния естественных торфяных залежей и в гидрологических расчетах, в частности для расчета водоотдачи болотных массивов, водорегулирующей способности их и т. д., необходимо знать прежде всего объемное содержание воды, твердого вещества и воздуха в торфяной залежи.

Особенно сказывается неудобство выражения влагосодержания в весовых процентах при исследовании верхних горизонтов торфозалежи и растительного слоя болот. Рассматривая послойное содержание влаги в торфозалежи, проф. А. Д. Дубах [8] иллюстрирует его таблицей, заимствованной из работы В. Г. Горячкина [6] (табл. 16).

Таблица 15

**Весовая влажность торфа
в зависимости от степени
разложения**

Степень разложения торфа, %	Весовая влажность торфа, %	
	верхового	низинного
10	96,7	94,6
20	94,4	92,0
30	92,7	90,3
40	91,3	88,9
50	90,1	88,0
60	89,0	87,0

Из табл. 16 видно, что весовая влажность имеет максимум в слое залежи на глубине от 2 до 3 м от поверхности болота и уменьшается как к поверхности болота, так и с увеличением глубины свыше 3 м. Однако изменения влажности в верхних слоях и в слоях ниже 3 м (придонных горизонтах залежи) обусловлены совершенно разными причинами.

Таблица 16

Изменение весовой влажности по глубине торфяной залежи

Глубина взятия пробы, м	Весовая влаж- ность, %	Золь- ность, %	Вид торфа	Разложение
----------------------------------	---------------------------------	----------------------	-----------	------------

Верховая залежь, уровень грунтовых вод 0,48—0,61 м от поверхности

0	82,6	7,0	Сфагновый с примесью пу- шицы и кукушкина льна	Слабое
1,0	87,2	3,6	Пушицево-сфагновый	Менее сред- него
2,0	89,5	3,2		Среднее
3,0	88,7	2,5	Сфагново-пушицевый	
3,5	87,1	8,2	Осоковый с песком и древе- синой	Хорошее

Низинная залежь, уровень грунтовых вод 0,50—0,55 м от поверхности

0	73,7	5,6	Пушицево-сфагновый с сос- ной и кукушкиным льном	Среднее
1,0	83,1	6,7	Осоковый со сфагнумом и трифолью	Более сред- него
2,0	89,0	4,9	Гипново-осоковый	Среднее
3,0	89,2	5,2	Осоковый с гипнумом	
4,0	70,6	70,5	Песок с осокой и трифолью	Хорошее

Уменьшение весовой влажности в придонных слоях залежи объясняется как повышенной степенью разложения торфа и, следовательно, большей уплотненностью его скелета, так и повышенным содержанием минеральных включений, увеличивающих вес твердой фазы.

В верхних слоях торфяной залежи и в особенности в ее верхнем горизонте толщиной до 0,5 м уменьшение весовой влажности связано не с увеличением количества твердой фазы, где, наоборот, количество твердого вещества резко уменьшается, а с увеличением содержания воздуха над уровнем грунтовых вод в зоне капиллярной и осмотической влажности.

Несколько пониженную влажность в слоях от 0,5 до 1,5—2,0 м глубины по сравнению с нижележащими слоями следует, повидимому, объяснить влиянием регулярных периодических понижений уровня грунтовых вод в течение годового цикла и возникающим при этом капиллярным давлением, передаваемым на твердую фазу нижележащих слоев и уплотняющим скелет торфа.

Таким образом, распределение влажности (в весовом ее выражении) по глубине торфяной залежи более или менее правильно отражает соотношение количества твердой и жидкой фазы только в слоях, залегающих ниже уровня грунтовых вод, где содержание воздуха мало и торф представляет собою двухфазную систему. В зоне же выше уровня грунтовых вод весовая влажность совершенно не отражает действительное влаго-содержание.

Здесь влагосодержание может колебаться в весьма широких пределах в зависимости от глубины залегания уровня грунтовых вод и ботанического состава растительного слоя болот.

По опытам В. В. Романова [34] при стоянии уровня грунтовых вод вровень с поверхностью болота в верхнем 10-см слое объемное содержание влаги (считая от поверхности мохового очеса) может достигать до 99,3% (в мочажинах грядово-мочажинного микроландшафта) и твердого вещества соответственно 0,7%.

На рис. 57 представлены кривые распределения влажности по глубине торфяной залежи, полученные пересчетом в объемные проценты данных табл. 16 и данных В. В. Романова при условии полного насыщения слоя влагой, т. е. при уровнях грунтовых вод, стоящих вровень с поверхностью болота. Рисунок 58 характеризует распределение твердого вещества по глубине в верхнем 30-см слое (по данным В. В. Романова) для различных микроландшафтов. Из этих кривых, в частности, видно, что в поверхностных слоях залежи количество твердого вещества изменяется очень резко, составляя 0,7—3% в зависимости от типа микроландшафта, у поверхности живого мохового покрова и достигает до 6—10% в слоях на глубине около 1 м от поверхности. Содержание твердой фазы в слоях, залегающих глубже 1 м от поверхности, сохраняется более постоянным, колеблясь от 6 до 8% на массивах, сложенных верховыми торфами, и от 7 до 12% на массивах, сложенных низинными торфами.

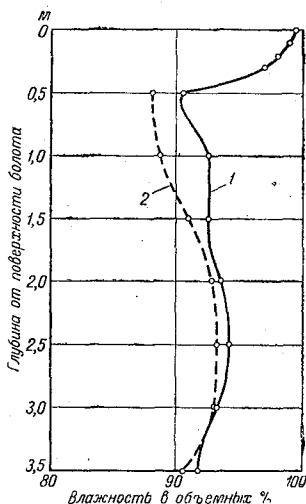


Рис. 57. Распределение влажности в торфяной залежи. 1 — для верховых (сфагново-пушицевых) торфов, 2 — для залежи, сложенной низинными (босоковыми торфами).

При уровнях грунтовых вод, стоящих ниже поверхности болота, в слое залежи над уровнем грунтовых вод большая часть пор занята воздухом. Поэтому в зоне колебания уровней грунтовых вод торфяная залежь не имеет постоянного характерного значения содержания влаги, поскольку оно резко изменяется в зависимости от глубины стояния горизонта грунтовых вод, степени разложения, уплотненности и ботанического состава растительного вещества, определяющих высоту капиллярной

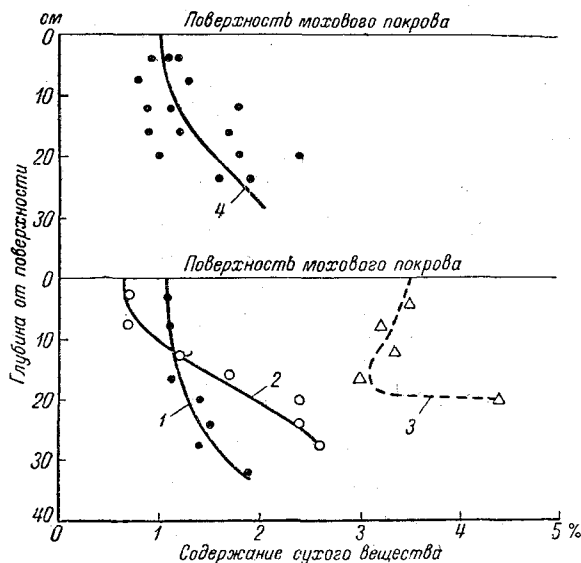


Рис. 58. Содержание сухого вещества в верхнем растительном горизонте торфяных залежей.

1 — гряды сфагново-кустарничковые, грядово-мочажинного комплекса, 2 — мочажины сфагново-пушицевые, 3 — сосняк сфагново-кустарничковый, 4 — сфагновик кустарничково-пушицевый, облесенный сосной центральных частей выпуклых болотных массивов.

зоны и осмотическую влажность, и интенсивности испарения, в том числе и транспирации растений.

Таким образом, следует подчеркнуть, что верхние слои торфозалежи при полном насыщении пор водой имеют наибольшее содержание влаги по сравнению с основной толщей торфозалежи (разница доходит до 6—7% объемной влажности). Наоборот, при понижении уровня грунтовых вод на 50—60 см ниже поверхности болота объемная влажность верхнего 30-см слоя падает до 20—30%, остальная часть (около 70—80%) занята воздухом и ничтожная часть (1—3%) — растительным веществом. При переходе к весовой влажности 20—30% объемной влажности будут соответствовать 89—93% весовой влажности. Поэтому весовая влажность совершенно не дает представления о действитель-

ном состоянии увлажнения верхних горизонтов болотного массива, где торфяная залежь представляет собой трехфазную систему: вода + воздух + твердое органическое вещество.

В связи с этим вряд ли можно согласиться с выводом А. Д. Дубаха, который, анализируя данные табл. 16, приходит к следующему выводу: «В слое торфа, лежащего над уровнем грунтовой воды, где влияет испарение и где пополнение влаги происходит капиллярным поднятием ее, содержание влаги в торфе меньше, чем в слоях, находящихся ниже горизонта грунтовой воды, но разница эта все же невелика». В действительности разница во влагосодержании очень большая, причем влагосодержание верхних слоев может колебаться по сравнению с влагосодержанием основной толщи залежи как в большую, так и в меньшую сторону.

Анализируя данные по весовой влажности верхних горизонтов болотного массива Оршинский мох (табл. 17), А. Д. Дубах делает заключение о больших величинах [8] ее в этом случае.

Таблица 17

Сравнение объемной и весовой влажности торфа.
Болото Оршинский мох, 25/VIII 1932 г.

Глубина от поверхности болота, см	Степень разложе- ния, %	Влажность, %	
		весовая	объемная
0—7	2	89	13
7—11	8	89	15
18—38	40	88	35
38—50	10	93	86

Действительно, из сравнения данных табл. 17 получается, что влажность верхних горизонтов одинакова с влажностью всей толщи торфяной залежи. Однако это было бы правильным, если бы количество растительного вещества (твердой фазы) было в верхних горизонтах такое же, как и в нижележащих слоях. На самом деле содержание сухого вещества в верхних горизонтах залежи в большинстве случаев составляет около 1%, а в нижележащих — 6—12%. Если пересчитать, в соответствии с рис. 58, весовую влажность в объемную, то получим данные объемной влажности (см. табл. 17), показывающие также резкое снижение содержания воды в верхних слоях залежи.

Это содержание влаги по кривой равновесного распределения капиллярной влажности (рис. 45) должно приблизительно соответствовать расстоянию уровня грунтовых вод 45—60 см от поверхности болота.

Если в верхних горизонтах торфозалежи, в пределах амплитуды колебания уровня грунтовых вод, влагосодержание подвергается резким изменениям как по сезонам года, так и из года в год (в особенности на болотах с преобладанием атмосферного питания), то возникает вопрос, каковы могут быть колебания во времени влагосодержания болотного массива в слоях торфа, залегающих ниже зоны колебания уровней грунтовых вод. Специальных измерений послойной влажности торфа для выяснения изменчивости ее в многолетнем и годовом цикле не производилось. Экспериментально этот вопрос остается совершенно неосвещенным. Однако теоретические соображения, базирующиеся на известных нам физических свойствах торфа, и косвенные данные, основанные на изучении действия осушительных канав, дают все основания считать, что для одного и того же болотного массива влагосодержание его торфозалежи, за исключением верхнего слоя, в пределах амплитуды колебания уровней, является весьма устойчивой величиной, для изменения которой требуется длительное нарушение водного баланса болота.

Действительно, подсчитаем, во-первых, какое количество влаги должно быть дополнительно влито в торфяную залежь болотного массива, чтобы ее весовая влажность изменилась на 1 %. Для этого решим конкретный пример.

Пусть торфяная залежь имеет глубину 4 м (не считая верхнего слоя толщиной, равной амплитуде колебания уровней грунтовых вод), среднюю весовую влажность 92 %. Требуется повысить влажность до 93 %.

Введем следующие обозначения:

δ_1 — начальная весовая влажность торфа в процентах, при которой объемный вес торфяной массы равен γ_1 ;

δ_2 — конечная весовая влажность торфа в процентах после добавления воды, при которой объемный вес его равен γ_2 .

В нашем примере $\delta_1 = 92\%$, $\delta_2 = 93\%$.

Если к единице объема торфа начальной влажности δ_1 прибавить такое количество воды, что влажность его станет $\delta_2 > \delta_1$, то получим соответственное увеличение единицы объема торфяной массы до величины $V > 1$. При этом, очевидно, можем написать следующее соотношение:

$$\frac{\gamma_2 V}{\gamma_1 \cdot 1} = \frac{(100 - \delta_1)}{(100 - \delta_2)}.$$

Количество воды, которое необходимо добавить на единицу объема торфозалежи, выразится

$$\Delta V = \frac{\gamma_1 (100 - \delta_1)}{\gamma_2 (100 - \delta_2)} - 1. \quad (60)$$

В первом приближении в практических расчетах можно принимать $\gamma_1 = \gamma_2 = 1$, так как изменения γ_1 и γ_2 весьма невелики. Подставляя заданные значения начальной и конечной влажности

в формулу (60), получаем $\Delta V = 0,143$. Следовательно, для увеличения влажности торфозалежи на 1% необходимо на каждый 1 м³ добавить 0,143 м³ воды, т. е. при толщине торфозалежи 4 м необходимо на каждый 1 м² поверхности болота добавить 0,572 м³ воды или слой осадков в 572 мм.

Если сопоставить это количество с годовым количеством осадков лесной таежной зоны Европейской территории СССР и Западной Сибири, где оно колеблется в среднем в пределах 400—600 мм/год, а среднегодовое испарение составляет величину порядка 300 мм/год, то становится очевидным, что для изменения влажности болотного массива, даже в небольших пределах, требуется весьма значительное ежегодное нарушение установившегося современного водного баланса территории в одном и том же направлении. Такие изменения влагосодержания в естественном болотном массиве могут быть связаны лишь с вековыми изменениями климата, деятельностью человека или с развитием самого болотного массива, при котором меняется его рельеф, дренажная роль естественной гидрографической болотной сети, транспирирующая способность растительности (в связи со сменой растительного покрова) и т. д.

О постоянстве содержания влаги в болотном массиве ниже зоны колебания уровней грунтовых вод свидетельствуют также и другие явления.

Так, например, известно, что при производстве осушения болотных массивов эффект осушки, т. е. значительное снижение влагосодержания массива, наблюдается не ранее чем через 1 год. Уменьшение влагосодержания при этом сопровождается осадкой торфяного слоя, находящегося над уровнем грунтовых вод осушаемого массива. Слой торфа, залегающий ниже уровня грунтовых вод на осушенном массиве, осадке практически не подвергается, т. е. влагосодержание его остается неизменным. На такой характер распределения осадок в осушаемых болотных массивах указывает Э. Г. Свадковский на основании проведенных им полевых и лабораторных исследований.

В естественных, не осушенных, болотных массивах поверхность пьезометрических высот, определяющая разности напоров в различных точках массива, совпадает с поверхностью грунтовых вод. Уклоны поверхности грунтовых вод в пределах болотных массивов практически всегда очень близки к уклонам поверхности болота, т. е. весьма малы, составляя от 0,0001 до 0,01 и для выпуклых болот в среднем до 0,002. Скорость фильтрации при таких уклонах и малых значениях коэффициентов фильтрации торфяной массы ($10^{-2} \div 10^{-7}$ см/сек) составляет от 1,7 до $1,7 \cdot 10^{-4}$ см/сутки, или как максимум, ~ 6 м/год.

Таким образом, если предположить, что к уровню грунтовых вод на болоте полностью прекратится приток атмосферных или снеговых вод, то при диаметре болотного массива, например,

в 3 км и толще залежи по внешнему контуру 1 м его водоотдача за счет горизонтальной фильтрации может составить объем воды не более $57\,000\text{ м}^3/\text{год}$, что соответствует слою воды 8 мм/год, т. е. ничтожно малой величине по сравнению с годовым балансом влаги болота. Отсюда ясно, что, даже при весьма длительном нарушении баланса влаги, содержание воды в болоте ниже зоны ежегодного колебания уровня грунтовых вод не может изменяться, т. е. является постоянной величиной для данного болотного массива.

Наконец, постоянство влагосодержания болотного массива ниже зоны колебания горизонта грунтовых вод подтверждается и результатами наблюдений над стоком в ручьях, вытекающих из болотных массивов, производившихся болотными станциями гидрометеорологической службы. Сток в них равен нулю в летние и зимние месяцы, когда уровни грунтовых вод на болоте достигают своих наименьших значений.

Таким образом, водоотдача из горизонтов торфяной залежи, лежащих глубже зоны колебания уровней грунтовых вод, в естественных болотных массивах весьма мала, что и обуславливает постоянство влагосодержания в этих слоях болота.

§ 24. Факторы, влияющие на водопроводимость торфяной залежи естественных болотных массивов

Коэффициент фильтрации торфа, представляющий числовую характеристику водопроводимости, зависит от целого ряда физических величин, определяющих структуру торфа и процесс фильтрации в торфе.

Рассмотрим, какие из этих факторов, от которых зависит коэффициент фильтрации торфа, имеют в естественной торфяной залежи основное значение и какие факторы — второстепенное.

Для этого прежде всего выделим зоны по глубине болотного массива: 1) верхнюю, охватывающую слой от поверхности болота до минимального горизонта грунтовых вод, и 2) нижнюю, представляющую слой торфяной залежи от минимального горизонта грунтовых вод до дна болота.

Известно, что в зоне ниже минимального уровня грунтовых вод торфяная залежь находится все время при постоянном влагонасыщении. В верхней зоне, благодаря колебаниям уровня грунтовых вод, торфяная залежь находится в условиях изменяющегося увлажнения и переменного капиллярного давления. Следовательно, влияние на коэффициент фильтрации таких факторов, как влажность торфа к моменту начала фильтрации, давление, оказываемое на торфяную массу, и время с момента начала фильтрации, должно иметь место лишь в верхней зоне, где горизонтальная фильтрация периодически прекращается при падении уровня грунтовых вод, а затем вновь возобновляется при повышении уровня грунтовых вод. В нижней зоне, где влажность по-

стоянна, эти факторы, очевидно, могут влиять на изменение коэффициента фильтрации только посредством изменяющегося капиллярного давления, передаваемого на скелет нижележащих слоев торфа.

Поэтому теоретически всякое изменение влагосодержания и уровня грунтовых вод в верхней зоне должно оказывать влияние на торфяную массу и коэффициент фильтрации в нижней зоне. Однако практически, вследствие небольших высот капиллярного поднятия в верхних крупнопористых слоях торфяной залежи, это давление невелико и его изменения не могут вызвать значительных периодических уплотнений торфяного скелета нижней зоны. Специальные исследования этого вопроса отсутствуют. На основании различного рода косвенных данных, в частности на основании наблюдений над осадкой торфяной залежи при осушении и исходя из особенностей строения органического грунта, можно считать, что изменение внешнего капиллярного давления не оказывает заметного влияния на изменение коэффициента фильтрации в нижней зоне.

В условиях естественных болотных массивов, как в верхней, так и в нижней зоне, гидравлический градиент на каждом данном участке массива мало меняется во времени и практически может считаться постоянным, равным уклону поверхности болота на данном его участке. Поэтому изменение коэффициента фильтрации торфяного массива под влиянием изменения гидравлического градиента также не должно иметь места. Последнее наблюдается лишь при производстве осушительных работ, когда резко меняются уклоны поверхности грунтовых вод и скорости фильтрации.

Таким образом, можно считать, что в зоне ниже уровня грунтовых вод различия в водопроницаемости торфяной залежи зависят только от степени разложения и ботанического состава различных слоев торфа, а с течением времени водопроницаемость остается постоянной.

Что касается верхней зоны, то в ней все вышеперечисленные факторы, за исключением напора, могут играть существенную роль в периодических изменениях коэффициента фильтрации.

Далее за водопроницаемость и ее распределение по глубине торфяного массива будем принимать те ее значения, которые имеют место в различных болотных микроландшафтах при некоторых средних условиях увлажнения верхней зоны: среднем, характерном для каждого данного микроландшафта уровне грунтовых вод и, следовательно, соответствующем ему состоянию органического скелета верхней зоны. Изменение водопроницаемости в верхней зоне, куда входит и слой, представляющий живой растительный покров, под влиянием перечисленных выше факторов пока не изучено и соответствующие экспериментальные данные почти полностью отсутствуют, если не считать указанных выше опытов Я. Я. Гетманова и А. Д. Дубаха.

§ 25. Результаты экспериментальных исследований изменения водопроводимости торфяной залежи

Торфяная залежь естественных болотных массивов представляет собой для фильтрации крайне неоднородную среду. Самые верхние слои болотного массива, называемые *растительным очесом*, которые условно будем относить также к торфяной залежи, состояются из стеблей и листочков живых болотных растений: мхов, болотных кустарничков, травянистых растений и их корневых систем. При наличии на болоте древесной растительности в верхнем слое находится также значительное количество стволов и корней деревьев. Этот слой имеет наиболее крупные поры. Следующий слой, несколько более уплотненный, состоит из неразложившегося еще растительного материала, который, однако, уже подвергся некоторому уплотнению. Эти два слоя особенно хорошо различаются в тех микроландшафтах, в растительном покрове которых основной составной частью является моховая растительность.

В выпуклых грядово-мочажинных моховых болотных массивах самый верхний слой толщиной от 8 до 20 см сложен в основном стеблями мхов, кустарничков и пушицы, которые имеют хорошо выраженную вертикальную ориентировку. Поры имеют удлинненную форму и все вытянуты в вертикальном направлении в виде трубочек. Вертикальные размеры пор, как и диаметры их, варьируют в широких пределах в зависимости от плотности моховой растительности в разных типах болотных микроландшафтов. Например, в сфагново-кустарничковых, облесенных сосною грядах грядово-мочажинного комплекса средние вертикальные размеры пор составляют 0,5—10 мм, при диаметре порядка 0,5 мм. В сфагново-пушицевых мочажинах вертикальные размеры пор достигают 15—20 мм, при среднем диаметре 1—3 мм. Следующий, более уплотненный второй слой толщиной 5—25 см в зависимости от микроландшафта имеет в плоскости, перпендикулярной направлению фильтрации, своеобразную, как бы «завихренную» в разных направлениях структуру растительной массы. В этом слое разложение еще очень слабое, растительная масса не потеряла своей стебельчатой структуры, но в значительной мере уже спрессовалась и слои ее изогнуты в разных направлениях. Третий слой хорошо выделяется по своей структуре и имеет хорошо выраженную горизонтальную слоистость растительной массы. Этот слой представляет уже переходный горизонт от растительного покрова болота к торфу. По структуре он не отделяется от торфяной массы какой-либо хорошо выраженной границей. В зависимости от степени разложения нижележащих слоев торфяной залежи в нем постепенно исчезает хорошо заметная вначале на глаз горизонтальная слоистость растительной массы, переходя по внешнему виду в бесструктурную массу торфа.

Экспериментальные исследования коэффициента фильтрации в поверхностных слоях естественных болотных массивов и изменения его с глубиной были проведены лишь в последние годы.

Для установления зависимости коэффициента фильтрации от глубины в поверхностном слое болотных массивов К. Е. Ивановым в течение 1945—1946 и 1949—1951 гг. [14] были поставлены специальные опыты на крупных монолитах в лотках и в полевых условиях по откачке скважин. Опыты были проведены на различных типах болотных массивов.

На каждом из них измерения проводились в одних и тех же микроландшафтах. При этом экспериментальные кривые зависимости коэффициента фильтрации k_z от глубины залегания слоя (рис. 59 и 60) были получены для следующих типов микроландшафтов:

1. Для центральных частей резковыпуклых и пологовыпуклых моховых болотных массивов, представляющих собой сфагновики кустарничковые и кустарничково-пушицевые, слабо облесенные низкорослой сосной, со слабо кочковатым и местами ровным микрорельефом поверхности болота.

2. Для грядово-мочажинных комплексов выпуклых болотных массивов, растительность гряд которых представлена сфагновиком кустарничковым, редко облесенным низкорослой сосной, а мочажин — сфагновиком пушицевым.

3. Для облесенных склонов резковыпуклых болотных массивов, представленных сосняком сфагново-кустарничковым и сосняком кустарничковым.

4. Для микроландшафтов окраинных частей выпуклых моховых болотных массивов, представленных: а) сфагновиком пушицевым, слабо облесенным сосной, с угнетенными кустарничками, с микрорельефом ровным или слабо кочковатым; б) сфагновиком пушицевым с сухостоем до 7 м высотой (внешние подтопленные крайки облесенных склонов); в) сфагновиком осоково-бутылчатый с осокой нитевидной; г) осоково-разнотравными ассоциациями с преобладанием осоки бутылчатой.

В грядово-мочажинном комплексе определение коэффициента фильтрации проводилось отдельно для мочажин и для гряд.

Методика, применявшаяся при этих лабораторных и полевых исследованиях, была описана уже ранее (см. § 12, гл. II), поэтому здесь мы приводим сразу полученные результаты.

Полученные в итоге этих работ экспериментальные зависимости показывают изменение коэффициента фильтрации с глубиной в верхнем полутораметровом слое болотных массивов.

Общий характер изменения коэффициента фильтрации с глубиной приводит к выводу, что в поверхностном слое залежи при ее естественном состоянии наблюдается резкое изменение коэффициента фильтрации. В слое толщиной около 1 м коэффициент фильтрации изменяется в тысячи и десятки тысяч раз в зависи-

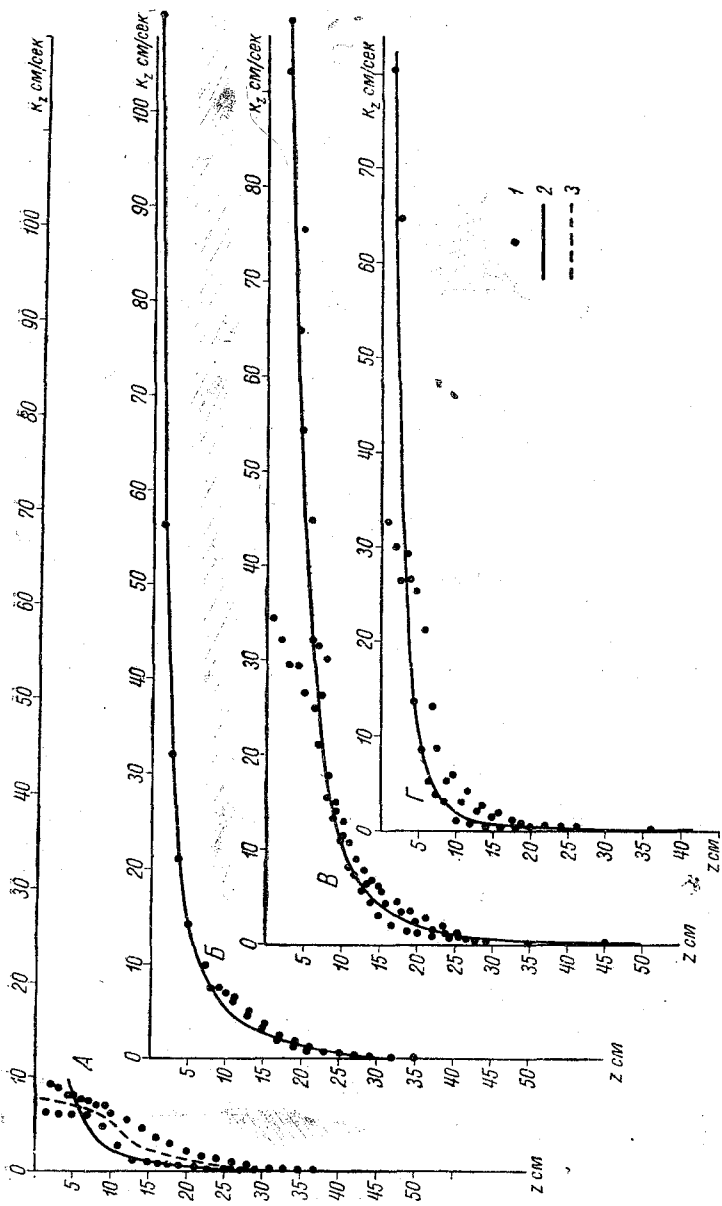


Рис. 59. Кривые изменения коэффициента фильтрации с глубиной в десятильном горизонте различных микроландшафтов.

А — грады сфагново-кустарничковые, облесенные сосной, Б — мозаики сфагново-луговые, В — сфагновый кустарничковый центральный частей выпуклых массивов, Г — сфагновый пушистый.

1 — экспериментальные точки, 2 — кривые, вычисленные по уравнению, 3 — кривые, проведенные по экспериментальным точкам.

мости от типа микроландшафта и элемента микрорельефа. Например, для сфагново-пушицевой мочажины коэффициент фильтрации у поверхности равен ~ 110 см/сек, а на глубине 1 м 0,05—0,08 см/сек. Изменение в 1300 раз. Для облесенных склонов у поверхности $k_z \sim 43$ см/сек, на глубине 1 м $k_z \sim 0,003$ см/сек. Изменение в 14 000 раз.

Наиболее резкое изменение коэффициента фильтрации имеет место в самом верхнем слое, толщина которого колеблется от 15

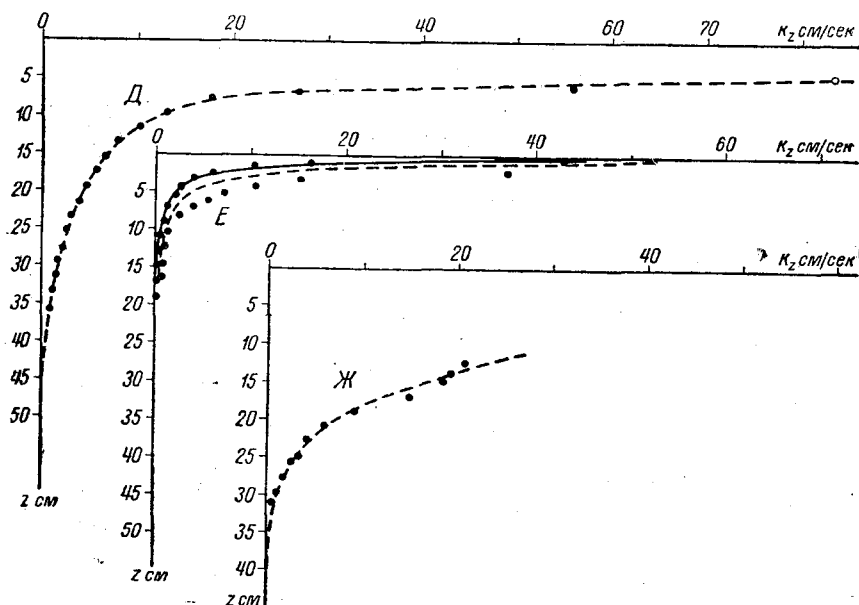


Рис. 60. Кривые изменения коэффициента фильтрации с глубиной в деятельном горизонте различных микроландшафтов.

Д — сфагновик пушицевый с обилием сухостоя сосны, Е — сфагновик сосново-кустарничковый с облесенными склонами резковыпуклых массивов, Ж — сфагновик осоковый (с осокой бутылчатой). Условные обозначения см. рис. 59.

до 40 см от поверхности мохового покрова. Эта толщина соответствует в описанной выше структуре разрезов поверхностного слоя двум верхним горизонтам, в которых плотность растительной массы быстро увеличивается и изменяется ориентировка пор из вертикальной на горизонтальную.

Сравнение кривых на рис. 59 и 60, относящихся к разным микроландшафтам, показывает также, что общий характер изменения коэффициента фильтрации с глубиной во всех микроландшафтах сохраняется одним и тем же, различны лишь количественные значения. Это позволяет выразить изменение коэффициента фильтрации с глубиной в поверхностном слое олиготроф-

ных, моховых и древесно-моховых болотных микроландшафтов одним общим уравнением следующего вида:

$$k_z = \frac{k_{\max}}{(z+1)^m} - bz, \quad (61)$$

где k_z — коэффициент фильтрации в слое, отстоящем на расстоянии z от поверхности мохового покрова; $k_{\max}$ — максимальное значение коэффициента фильтрации на поверхности (теоретически при $z=0$); m и b — постоянные коэффициенты, характеризующие данный тип болотного микроландшафта.

Значения $k_{\max}$, m и b для различных типов олиготрофных микроландшафтов приведены в табл. 18.

Таблица 18

Значения параметров m , b и $k_{\max}$ для различных болотных микроландшафтов
(при z см, k_z см/сек)

Тип болотного микроландшафта	m	b	Максимальные значения коэффициента фильтрации в моховом покрове у поверхности $k_{\max}$ при $z = a$ см
Центральная часть выпуклых болотных массивов (сфагновик кустарничковый, слабо облесенный низкорослой сосной, микрорельеф кочкватый)	2,30	0,000155	97,5 при $z = 3,1$ см
Грядово-мочажинный комплекс:			
а) гряды — сфагновик кустарничково-сосновый .	2,16	0,0000475	6,2 „ $z = 1,7$ „
б) мочажины — сфагновик пушицевый	1,70	0,000389	110,0 „ $z = 0,8$ „
Облесенные склоны резко-выпуклых болотных массивов (сфагновик сосново-кустарничковый)	2,30	0,000003	42,8 „ $z = 0,6$ „
Мохово-травяные окраины выпуклых болотных массивов (сфагновик пушицевый, слабо облесенный сосной)	2,60	0,0000103	81,1 „ $z = 1,7$ „

Для осоковых микроландшафтов с неглубокой (2—2,5 м) и более или менее однородной по ботаническому составу и степени разложения торфяной залежью изменение с глубиной коэффи-

циента фильтрации может быть выражено аналогичной зависимостью:

$$k_z = \frac{k_{\max}}{(z+1)^m} + b, \quad (61a)$$

где, на основании опытов К. Е. Иванова, $k_{\max} = 350 \text{ см/сек}$; $m = 3,64$. Величина b зависит от наличия или отсутствия грунтового питания и степени разложения торфяной залежи. Ее значения находятся в пределах от 0,01 до 0,001.

Выражение (61) справедливо при расчетах для торфяной залежи глубиной до 1,25 м от поверхности болота. Для большей глубины следует принимать коэффициенты фильтрации (при горизонтальной фильтрации), колеблющиеся, согласно определениям многих авторов, около $10^{-3} \div 10^{-4} \text{ см/сек}$. Значения их можно рассчитывать в зависимости от степени разложения и ботанического состава того или другого слоя залежи по экспериментальной формуле Л. С. Евстафьева [11]. При необходимости иметь более точные данные следует проводить определение коэффициентов фильтрации в натуре с помощью откачки скважин.

Приведенные результаты исследований позволяют также сделать сравнение распределения коэффициента фильтрации по глубине залежи для различных болотных микроландшафтов.

Самый верхний слой, глубиной 30 см от поверхности мохового покрова, имеет наибольшую водопроницаемость в центральной части резковыпуклых болотных массивов (сфагновик кустарничковый, слабо облесенный низкорослой сосной), в сфагновике осоковом и сфагновике пушицевом, облесенном сухостоем. Затем в порядке убывания водопроницаемости этого слоя следуют: сфагново-пушицевые мочажины грядово-мочажинного комплекса, сфагновик пушицевый, слабо облесенный низкорослой сосной, облесенные склоны (сосняк сфагново-кустарничковый) и гряды грядово-мочажинного комплекса. Облесенные склоны и гряды грядово-мочажинного комплекса обладают, по данным приведенных опытов, практически одинаковой водопроницаемостью в 30-см верхнем слое, если только учесть, что верхний слой в 10 см на грядах в природных условиях всегда выключен из процесса фильтрации, находясь выше уровня воды на болоте даже в весенний период. В слое от 30 до 125 см глубины наибольшей пропускной способностью обладает залежь в сфагново-пушицевых мочажинах грядово-мочажинного комплекса; затем в порядке убывания следуют: залежь центральной части резковыпуклых моховых массивов, гряды грядово-мочажинного комплекса и торфяная залежь облесенных склонов.

Для низинных болотных массивов Барабинской степи в последнее время были получены данные о повышенной водопроницаемой способности верхних горизонтов торфяной залежи М. А. Златкиным (1950 г.). Им было сделано 256 определений коэффициен-

тов фильтрации в 17 пунктах осушенного низинного болота методом восстановления уровня в скважинах. Измерения проводились в верхнем 1-м слое болота. При этом оказалось, что водопроницаемость низинного торфа с глубиной резко уменьшалась. Средняя величина коэффициента фильтрации в слое от 17 до 65 см от поверхности оказалась — 0,0168 см/сек, а для слоя от 46 до 105 см от поверхности — 0,0018 см/сек.

К сожалению, этот богатый материал не был обработан по описанной выше методике, поэтому не имеется возможности судить более детально о послойном распределении коэффициента фильтрации в верхней 1-м толще низинных торфяных залежей.

Таким образом, на основании приведенных экспериментальных данных можно сделать заключение, что в естественных болотных массивах верхний слой, сложенный живым растительным покровом, и переходный слой от растительного слоя к торфу обладают очень высокой водопроводимостью в сравнении с водопроводимостью торфа.

§ 26. Деятельный и инертный горизонты и их роль в стекании воды с болотных массивов

Высокая водопроводимость верхних слоев торфяной залежи в сравнении с ее основной толщей, сложенной торфами различных степеней разложения, колеблющихся большей частью в пределах от 20 до 60%, обуславливает особую роль верхнего горизонта болота во всех гидрологических процессах.

Совершенно очевидно, что при уменьшении коэффициентов фильтрации в 10^3 — 10^4 раз слои торфа, залегающие на глубинах более 0,8—1,0 м от поверхности, оказываются практически водонепроницаемыми по сравнению с вышележащими слоями. Очевидно также, что и ряд других гидрологических процессов, так или иначе связанных с процессом фильтрации воды в болотном массиве, будет совершенно по-разному протекать в поверхностном слое массива и в подстилающих его слоях торфа. Непосредственно с величиной коэффициента фильтрации связаны такие процессы, как скорость стекания воды с болотного массива и колебание стока во времени, характер колебания уровней грунтовых вод в болотном массиве. Косвенно, но также весьма тесно связанными с величиной коэффициентов фильтрации являются колебания увлажненности разных слоев болота, высота капиллярного поднятия воды над уровнем грунтовых вод, испарение с поверхности болота, полная водоотдача болотного массива.

Скорость стекания воды и быстрота снижения уровня грунтовых вод в том или другом слое, при прочих равных условиях, прямо пропорциональны величине коэффициента фильтрации.

Различие верхних и нижних слоев торфяной залежи проявляется также в разной интенсивности биохимических процессов. Процессы разложения отмирающих частей растений, обусловли-

ваемые жизнедеятельностью микроорганизмов и доступом кислорода, наиболее интенсивно идут в верхнем слое толщиной 0,5—0,8 м. К этому слою приурочено максимальное содержание бактерий. В слоях ниже минимального уровня грунтовых вод, куда принос растворенного кислорода в воде вследствие крайне медленной фильтрации ничтожно мал, процесс биохимического распада растительных тканей почти полностью прекращается.

Таким образом, по физическим свойствам, гидрологическим и биохимическим процессам верхний слой болотных массивов резко отличается от остальной толщи торфяной залежи. Это дает все основания выделять два различных по своим свойствам горизонта в болотных массивах: верхний, так называемый *активный*, или *деятельный*, горизонт, и нижний — *инертный горизонт*.

Деятельный, или активный, горизонт болота характеризуется:

- 1) колебанием в его пределах уровня грунтовых вод;
- 2) высокой водопроницаемостью;
- 3) переменным содержанием влаги;
- 4) периодическим доступом воздуха в поры, освобождающиеся от воды при понижениях уровня грунтовых вод;
- 5) большим количеством аэробных бактерий и микроорганизмов, способствующих процессу торфообразования;

Инертный горизонт, в противоположность этому, отличается:

- 1) постоянным количеством содержания воды во времени;
- 2) ничтожно малой водопроницаемостью торфов;
- 3) отсутствием доступа кислорода;
- 4) отсутствием аэробных микроорганизмов, обуславливающих процесс распада отмирающей массы растений и образования торфа, и общим уменьшением количества микроорганизмов.

Толщина деятельного горизонта различна в разных болотных микроландшафтах и может быть принята, в соответствии с характером перечисленных явлений, равной расстоянию среднего минимального уровня грунтовых вод от поверхности болота.

Определение толщины деятельного горизонта, характерной для каждого типа болотного микроландшафта, может быть сделано, таким образом, на основании обработки и анализа данных наблюдений за колебанием уровней грунтовых вод в разных типах болотных микроландшафтов.

Рассмотрим стекание воды с выпуклых болотных массивов водораздельного залегания. Для определенности задачи произведем расчеты применительно к конкретному реальному массиву (см. рис. 23 и приложение I). На этом массиве производились многочисленные наблюдения над уровнями болотных грунтовых вод в одиннадцати пунктах, расположенных в разных микроландшафтах по створу А—А (приложение I). Толщина торфяной залежи на контакте с окаймляющими массив ручьями по линии А—А, как видно из рис. 23, составляет 1,2 м слева на разрезе и 2,5 м справа.

Рассматриваемый массив относится к типу резковыпуклых моховых массивов с облесенными склонами центрально-олиготрофного хода развития. Массив имеет в плане хорошо выраженную и довольно правильную округлую форму. Радиус массива по створу $A-A$ составляет 3 км, в перпендикулярном же к створу направлении 3,25 км.

Произведем расчет количества влаги, стекающей с этого массива через деятельный слой и через инертный слой. Примем везде толщину торфяной залежи по периферии массива $h = 2,5$ м (по контакту с ручьями), что заведомо даст большую величину фильтрации через инертный горизонт, чем то имеет место в действительности.

Расход на единицу длины фронта стекания в деятельном слое может быть выражен зависимостью

$$q_z = i \int_{z_0}^{z_1} k_z dz (z_0 - z), \quad (62)$$

а в инертном слое

$$q_h = i h_n k_h, \quad (63)$$

где z_0 — толщина деятельного слоя; z_1 — расстояние от поверхности болота до уровня грунтовых вод; k_z — коэффициент фильтрации элементарного слоя, отстоящего на расстоянии z от поверхности болота, определяемый зависимостью (61); k_h — средний коэффициент фильтрации торфа в инертном горизонте; i — уклон зеркала грунтовых вод, принимаемый равным уклону поверхности болота; h_n — толщина инертного горизонта, равная $h - z_0$.

Примем следующие значения.

Для инертного горизонта $k_h = 0,00075$ см/сек (среднее значение k для горизонтальной фильтрации в верховых торфах по опытам Л. С. Евстафьева).

Для облесенных склонов $i = 0,01$, $z_0 = 90$ см, $k_z = \frac{42,8}{(z+1)^{2,3}} - 0,000003$, $z_1 = 0,6$ см (см. табл. 19).

Для сфагново-пушицевых микроландшафтов соответственно $i = 0,0008$, $z_0 = 46$ см,

$$k_z = \frac{81,1}{(z+1)^{2,6}} - 0,0000103z, \quad z_1 = 1,7 \text{ см.}$$

Подставляя эти значения в выражения (62) и (63) и вычисляя интеграл в зависимости (62) путем численного суммирования, получим на длину фронта стекания в 100 м:

- 1) для облесенных склонов $q_h = 0,012$ л/сек, $q_z = \sim 8$ л/сек;
- 2) для сфагново-пушицевых микроландшафтов $q_h = 0,001$ л/сек, $q_z = \sim 1,7$ л/сек.

Как видно из результатов вычислений, расход, фильтрующий через инертный слой, составляет максимум 0,2% или менее от

расхода, фильтрующего через деятельный горизонт. Очевидно, что если даже толщина инертного горизонта будет значительно большая, чем в рассмотренном примере, например, 6—8 м, то и в этом случае максимальный возможный расход, фильтрующий через него, составит значительно менее 1% от расхода пропускаемого деятельным слоем, так как такие толщины торфяной залежи свойственны лишь центральным частям выпуклых массивов, на которых уклоны обычно не превосходят 0,004.

Можно, таким образом, сделать весьма существенное заключение: скорость стекания воды с болотных массивов (путем фильтрации) и соответствующее ей снижение уровней грунтовых вод *определяется водопропускной способностью деятельного слоя и ее изменением с глубиной в пределах деятельного слоя*. Роль инертного горизонта в стекании вод с естественных болотных массивов ничтожна, и во многих практических расчетах водного режима болот водопропускную способность его можно полагать равной нулю. Наблюдаемые закономерности в режиме расходов в ручьях, вытекающих из болотных массивов, и в режиме колебания уровней на болотных массивах хорошо подтверждают эти выводы.

§ 27. Основные черты режима уровня грунтовых вод на болотных массивах

Изменение уровней грунтовых вод на болотных массивах во времени является сложной функцией большого числа факторов. Основными из них являются: количество и распределение во времени выпадающих на поверхность болота осадков, интенсивность испарения, скорость стекания воды в деятельном слое болота и водоотдача деятельного слоя. Эти факторы, в свою очередь, зависят от климатических условий и типа болотного массива.

Для болот смешанного питания колебания уровней грунтовых вод зависят также и от интенсивности питания различных участков болота грунтовыми водами, выклинивающимися из водоносных пластов окружающих минеральных берегов, а в болотах, залегающих в речных долинах, или в приозерных впадинах также и от режима уровней рек и озер. Поэтому нельзя говорить о режиме колебания уровней грунтовых вод на болотах вообще, без отнесения его к определенным типам болотных массивов и типам микроландшафтов.

Анализ изменения уровней грунтовых вод в связи с вызывающими их факторами позволяет использовать многолетние наблюдения над уровнями грунтовых вод для гидрологических расчетов в практических целях и применять в этих расчетах метод водного баланса.

Последнее особенно важно, так как наблюдения над уровнем режимом болот являются простейшими и могут быть всегда

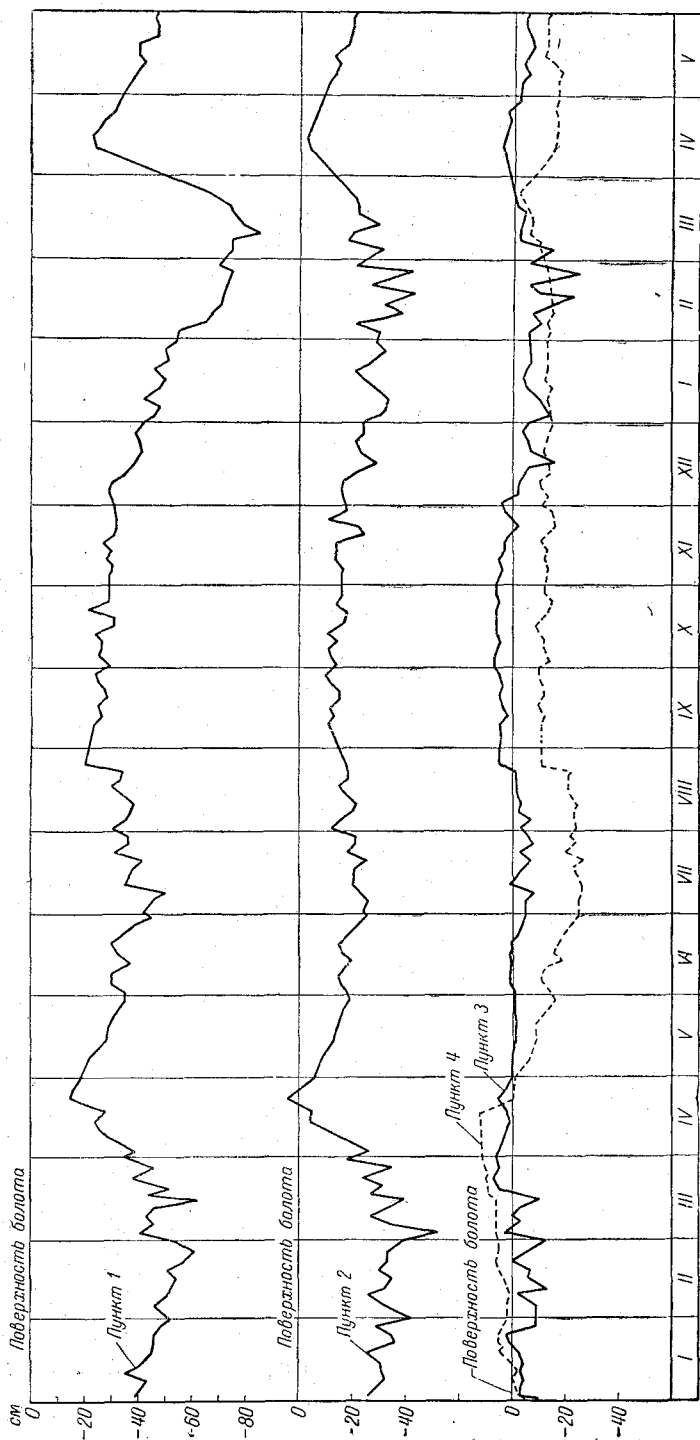


Рис. 61. Колебания уровней грунтовых вод на резковыпуклом болотном массиве.

1 — облесенные склоны (сосняк кустарничково-сфагновый), 2 — центральная часть массива, сфагновый кустарничково-пушицевый, облесенный низкорослой сосной; 3 — топяные участки на склонах (топи выклинивания), сфагново-шейхеревые мочажины, 4 — протоочные (транзитные) топи, сфагновый осоково-бугельчатый и осоково-нитевидный.

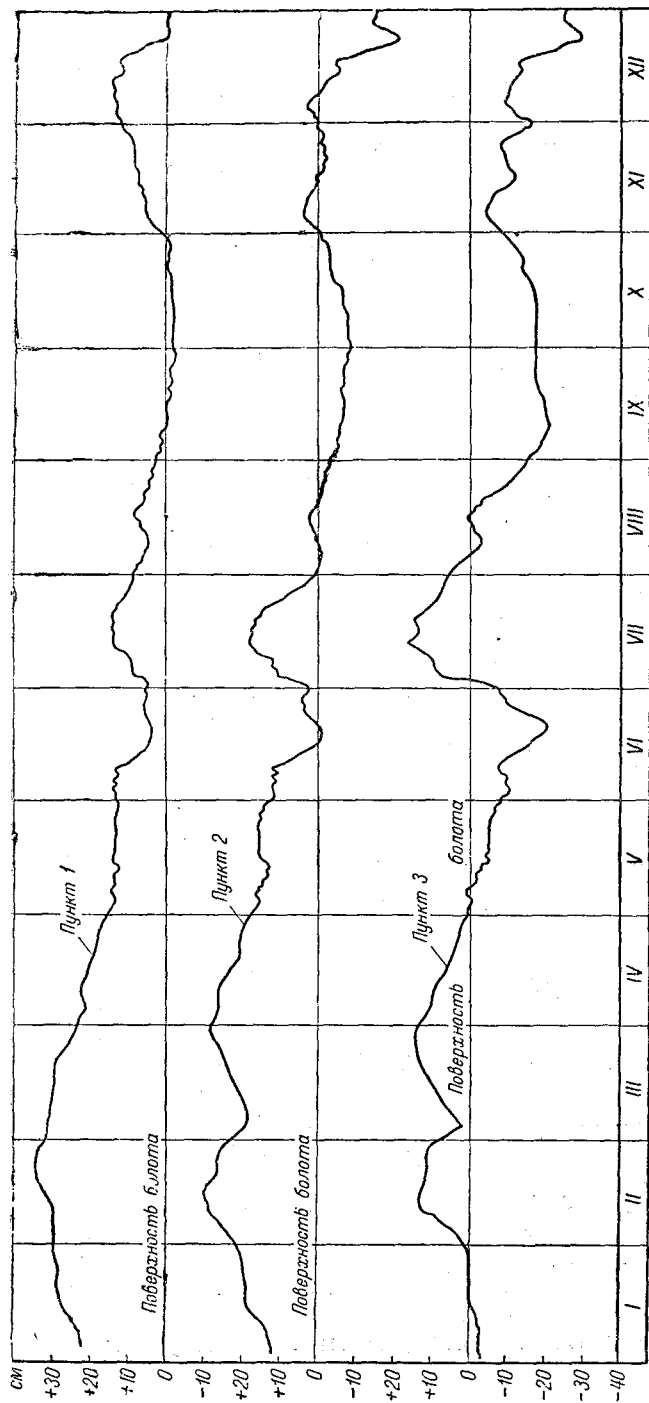


Рис. 62. Колебания уровней грунтовых вод на болотном массиве пойменного залегания.
Пункты измерения уровней см. на рис. 11.

наиболее легко осуществлены на гидрологических болотных станциях и постах.

Колебания уровней грунтовых вод на болотах характеризуются прежде всего наличием общей закономерности, которая свойственна всем типам болотных массивов и их отдельным участкам: повышением уровней весной, в период таяния снега, последующим постепенным их снижением после весеннего максимума, летним минимумом, который падает обычно на июль, август, сентябрь, осенним повышением уровней, падающим большей частью на конец сентября и октябрь, зимним минимумом, который почти, как правило, на болотах умеренных широт наблюдается в феврале, в начале марта. На рис. 61 и 62 представлены характерные графики колебания уровней грунтовых вод по наблюдениям в различных болотных микроландшафтах резково-пуклого болотного массива и болотного массива низинного типа с наклонной плоской поверхностью, залегающего в пойме реки. Планы болот и разрезы по створу наблюдений за уровнями грунтовых вод с указанием пунктов наблюдений, соответствующих приведенным кривым, даны на рис. 11, 23 и в приложении I. Общий характер изменения уровней в течение года во всех микроландшафтах разных типов болотных массивов примерно одинаков и является следствием годового цикла в ходе поступления и расходования влаги.

Благодаря постоянной близости к поверхности болота уровня грунтовых вод, последний быстро реагирует на все изменения в приходе и расходе влаги на поверхности болота. Весенний максимум уровней практически совпадает во всех частях болот (за исключением топей) с максимальной интенсивностью снеготаяния. Значительное снижение уровней в летний период вызывается увеличением испарения с поверхности болота. Осеннее повышение уровня связано главным образом с понижением испарения и отчасти с повышением общего количества осадков. Наконец, зимний минимум и постепенное снижение уровней грунтовых вод, начинающееся обычно с декабря и продолжающееся до марта, является следствием отсутствия атмосферного питания болота в этот период, за исключением периодов оттепелей, когда некоторая доля влаги от тающего снега может достигать уровня грунтовых вод, фильтруя через поры промерзшего слоя болот.

§ 28. Колебания уровней грунтовых вод в различных болотных микроландшафтах

Из графиков хода уровней (рис. 61, 62) видно, что годовая амплитуда колебаний уровней и положение кривой хода уровней относительно поверхности болота в разных микроландшафтах одного и того же болотного массива не одинаковы.

В то же время, основываясь на общих теоретических выводах о связи элементов водного режима с болотными микроландшаф-

тами, нужно иметь в виду, что в одинаковых микроландшафтах, независимо от их расположения в том или другом типе болотного массива, должны иметь место одинаковые режимы колебания уровней. Зная закономерности расположения болотных микроландшафтов в том или другом типе болотного массива, можно составить представление об уровненом режиме массива в целом. Рассмотрим прежде всего особенности колебания уровней в различных микроландшафтах.

Важнейшими характеристиками режима уровней являются: средний уровень, амплитуда колебаний, положение кривой хода уровней относительно поверхности болота. Характеристика положения кривой хода уровня относительно поверхности болота в различных микроландшафтах, помимо графиков, приведенных на рис. 61, 62, может быть также представлена данными о характерных уровнях относительно поверхности болота и положением среднемогетных горизонтов, вычисленными по наблюдениям на болотных гидрологических станциях гидрометеорологической службы, за шести- и семилетние периоды (табл. 19).

На основании этих данных можно сделать ряд интересных выводов, которые весьма важны в практических расчетах и для характеристики уровненого режима болотных массивов.

Наиболее низкое стояние уровней грунтовых вод относительно поверхности болота имеет место в микроландшафтах с крупным древостоем: сосняках кустарничково-сфагновых и сфагново-кустарничковых. Здесь средний уровень грунтовых вод стоит на 30—36 см ниже поверхности болота в пониженных элементах микрорельефа. В тех же микроландшафтах наблюдается и наибольшая амплитуда колебаний уровня, доходящая до 60—75 см, при средней многолетней амплитуде 46—53 см. По мере того, как уменьшается высота древостоя и густота облесения, средние уровни грунтовых вод повышаются и уменьшается амплитуда их колебаний. Наконец, в тех микроландшафтах, в которых еще сохраняется эдификатором моховая растительность, но полностью отсутствует древесная растительность (отсутствуют даже карликовые формы сосны), средний уровень грунтовых вод стоит наиболее высоко, а амплитуда колебаний наименьшая.

По табл. 19, сравнивая между собой средние уровни грунтовых вод и амплитуды колебаний в микроландшафтах групп 1, 2 и 3, легко видеть, что средние уровни изменяются от —36 до —5 см. Соответственно изменяется амплитуда колебаний от 53 до 32 см. При этом, по мере повышения средних уровней, в составе растительности рассматриваемых микроландшафтов древесная растительность вначале становится более угнетенной и затем вовсе исчезает; затем уменьшается количество кустарничковой растительности, ее заменяет травяная растительность (пушица, осоки).

Средние и характерные уровни воды в различных болотных микроландшафтах

Группа микроландшафтов	Тип болотного микроландшафта	Уровень, в см от поверхности болота				Средняя многолетняя амплитуда колебания, см
		средний много-летний	средний макси-мальный	средний мини-мальный		
1	Лесные микроландшафты:					
	а) Сосняк зеленомошно-кустарничковый с высотой древостоя 10—15 м, среди кустарничков — черничник, багульник, голубика	—36	—7	—60		53
	б) Сосняк кустарничково-сфагновый с высотой древостоя 8—12 м. Микрорельеф мелкопочковатый	—36	—12	—61		49
	в) Сосняк сфагново-кустарничковый с высотой древостоя 6—8 м. Микрорельеф почковатый	—30	—13	—59		46
	г) Ольшаник осоковый с приствольными кочками	—6*	12*	—26*		38
2	Моховые микроландшафты:					
	а) Сфагновик кустарничковый, редко облесенный сосной. Микрорельеф почковатый, местами ровный или слегка „волнистый“. Местами примесь пушицы . .	—20	0	—39		39
3	Мохово-травяные микроландшафты:					
	а) Сфагновик пушицево-осоковый с осокой бутылчатой. Микрорельеф почковатый. На кочках, представляющих повышения неправильной формы, сфагновик пушицевый с отдельными соснами высотой 1,5—3,0 м. В понижениях, имеющих ровную поверхность, сфагновик осоково-бутылчатый	—3	12	—24		36
	б) Сфагновик пушицево-кустарничковый, слабо облесенный сосной. Микрорельеф мелкопочковатый. В понижениях — сфагновик пушицевый, на кочках сфагновик пушицевый с морошкой и небольшим количеством кустарничков. Кочки слабо облесены сосной высотой 1,0—1,5 м	—10	7	—30		37
	в) Сфагновик пушицево-осоковый с осокой нитевидной. Микрорельеф мелкопочковатый. На кочках сфагновик пушицевый, в западинах сфагновик пушицевый с осокой нитевидной и небольшим количеством вахты. Не облесен	—8	9	—24		33

Группа микро- ландшафта	Тип болотного микроландшафта	Уровень, в см от поверхности болота				Средняя много- летняя ампли- туда колеба- ния, см
		средний много- летний	средний макси- мальный	средний мини- мальный		
	г) Сфагновик вахтовый с небольшим количеством осоки бутылчатой и хвоща. Микрорельеф ровный	—8	14	—29	43	
	д) Сфагновик пушицево-осоково-вахтовый. Микрорельеф очень мелкопочковатый. Кочки сфагново-пушицевые с клюквой. Западины сфагново-осоково-нитевидные с примесью пушицы и вахты	—11	3	—29	32	
	е) Сфагновик осоковый. Микрорельеф ровный. Вся поверхность болота представлена сфагново-осоково-бутылча- тыми ассоциациями	—5	—	—	—	
4	Комплексно-моховые (грядово-мочажинные) микроландшафты:					
	а) Гряды занимают 30% площади, покры- ты сфагновиком кустарничково-пуши- цевым, мочажины — 70% площади по- крыты сфагновиком шейхцериевым	6	—	—	—	
	б) Гряды занимают 60% площади, пред- ставлены сфагновиком пушицево-верес- ково-сосновым, мочажины — 40% пло- щади, часть их представлена сфагнови- ком пушицевым (30%), часть сфагно- виком шейхцериевым (10%)	—19**	2*	—44*	46	
	в) Гряды занимают 80% площади, очень плоские, представлены сфагновиком пушицево-вересковым, мочажины — 20% площади, представлены сфагнови- ком шейхцериевым	—9*	2*	—34*	36	
	г) Гряды занимают 60% площади, пред- ставлены сфагновиком кустарничково- пушицево-сосновым, мочажины зани- мают 40%, представлены сфагновиком пушицевым с осокой нитевидной	—8	15	—29	44	
	д) Озерково-мочажинные топи и грядово- озерково-мочажинный комплекс. Пovy- шения между озерами заняты сфаг- ново-кустарничковыми ассоциациями	2	28	—18	46	
5	Травяные микроландшафты:					
	а) Осоково-бутылчатый комплекс на окраинах болотных массивов. Поверх- ность болота ровная	4	35	—8	43	
	б) Осоково-разнотравный комплекс. По- верхность болота ровная	2	24	—18	42	
	в) Осоково-кочкарниковый комплекс, ме- стами с редкими кустарниками	—5*	24*	—25*	49	

Группа микроландшафтов	Тип болотного микроландшафта	Уровень, в см от поверхности болота				Средняя многолетняя амплитуда колебания, см
		средний много-летний	средний макси-мальный	средний мини-мальный		
г)	Осоково-разнотравные слабо облесенные микроландшафты пойменных (приречных) низинных болотных массивов	—24	—	—49	—	
д)	Заболоченные осоково-кочкарниковые низины в поймах рек	—13*	—	—37*	—	
е)	Минерально-торфяной комплекс пойменных низинных болотных массивов, представленный плоскими повышениями (грядами) со злаковым разнотравием, чередующимся с заторфованными понижениями с осоково-тростниковой растительностью	—10	22	—14	36	

Примечания. Знак * у средних многолетних, максимальных и минимальных значений уровня означает, что отсчет уровня сделан от поверхности болота на повышенных элементах микрорельефа (от поверхности гряд, кочек). Во всех остальных случаях при неровном микрорельефе значения уровней даны относительно поверхности понижений (мочажин, западин, междукочечных ровных пространств).

Знак ** показывает, что уровни даны относительно поверхности сфагново-пушицевых мочажин.

Интересно подчеркнуть, что при сильно расчлененном микрорельефе, в частности в грядово-мочажинных комплексах, положение средних уровней по отношению к растительности гряд и мочажин сохраняется таким же, как и в микроландшафтах с нерасчлененным микрорельефом, но составленных теми же растительными ассоциациями.

Действительно, сравним, например, грядово-мочажинный микроландшафт типа 4в (табл. 19) с мохово-травяными микроландшафтами 3б и 3в. В микроландшафте типа 4в плоские гряды представлены сфагново-пушицево-вересковой ассоциацией, мочажины — сфагновиком шейхцериевым. В микроландшафтах типа 3б и 3в почти нерасчлененная поверхность болота представлена сфагновиком пушицевым с кустарничками или сфагновиком пушицевым. В небольших западинах между кочками в микроландшафте 3в имеет место еще осока нитевидная с небольшим количеством вахты. Расстояние среднего уровня грунтовых вод от поверхности гряд в микроландшафте 4в равно —9 см, во вторых —10 и —8 см, т. е. практически почти одинаковое.

Аналогичные результаты получим если сравним растительность и средние уровни в мочажинах грядово-мочажинного комплекса 4г и в мохово-травяном микроландшафте 3в, в микро-

ландшафте 2а и в мочажинах грядово-мочажинного комплекса 4в и т. д.

Это обстоятельство лишний раз подтверждает на фактическом материале гидрологических наблюдений, что независимо от характера микрорельефа, в одинаковых растительных ассоциациях расстояние среднего уровня грунтовых вод от поверхности болота должно сохраняться одинаковым, определяя степень увлажнения субстрата и доступ воздуха к корневым системам растений.

Таким образом, по составу растительности различных микроландшафтов можно судить о средних уровнях грунтовых вод и амплитудах колебаний их в различных частях болотных массивов.

На первый взгляд может показаться, что различия в средних уровнях грунтовых вод разных микроландшафтов несущественны. Но это неверно. Если обратить внимание на то, что в верхнем слое чрезвычайно резко меняются с глубиной основные физические свойства субстрата: коэффициент фильтрации, высота капиллярного поднятия, плотность и структура растительного вещества, степень разложения, то становится очевидным, что разница в средних уровнях даже на 2—3 см уже создает существенные различия в стоке, испарении и увлажненности верхнего слоя. К сожалению, точность наблюдений над уровнями грунтовых вод, проводимых постами и станциями и главным образом точность ориентировки уровней относительно поверхности болота в настоящее время еще не вполне отвечает этим требованиям и оставляет желать много лучшего. Недостаточен в ряде случаев также период наблюдений для получения надежных средних выводов. Поэтому данные, приводимые в табл. 19, при дальнейшем накоплении материалов наблюдений должны со временем, несомненно, подвергнуться уточнению.

§ 29. Колебания уровней грунтовых вод на болотных массивах в зимний период

Характерной особенностью зимнего периода является отсутствие расхода грунтовых вод на испарение. Поэтому изменение уровней грунтовых вод на болотах зимой происходит в основном под влиянием лишь фильтрационного стекания воды по деятельному слою.

Если бы больше никаких факторов не влияло на положение уровней грунтовых вод в зимний период, то очевидно падение уровней зимой, с момента начала промерзания верхнего горизонта залежи, в различных точках болотных массивов должно было происходить по плавным кривым изменения уровней. Однако в действительности на изменение уровней в зимний период оказывает существенное влияние ход промерзания верхнего слоя болота и оттепели.

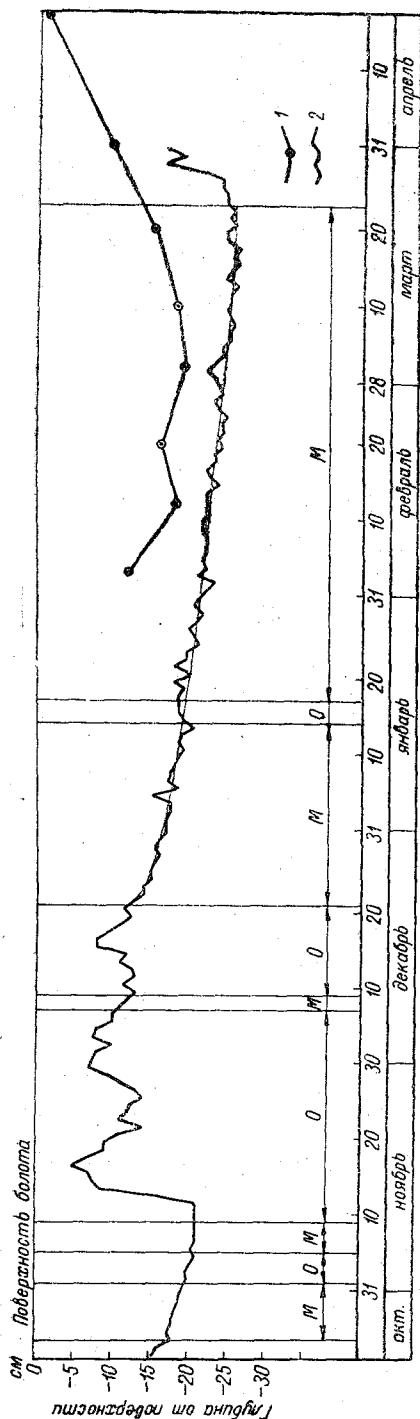


Рис. 63. График хода промерзания и падения уровней в зимний период.
1 — промерзание, 2 — уровни, М — период оттепелей, М — морозный период.

Для уяснения этого вопроса рассмотрим вначале теоретически как должен зависеть уровень грунтовых вод от хода промерзания.

Рассмотрим два возможных случая. В первом случае падение уровня грунтовых вод в данной точке болотного массива происходит быстрее чем нарастание глубины промерзания и между нижней границей промерзания и уровнем грунтовых вод сохраняется все время слой некоторой толщины, содержащий лишь капиллярную и осмотическую влагу. Свободные от воды поры этого слоя заполняются воздухом. В этом случае ход кривых промерзания и уровня грунтовых вод соответствует рис. 63, а весь промерзший слой находится все время выше уровня грунтовых вод, где замерзает только капиллярная и осмотическая вода, поэтому в нем сохраняется большое количество пор, через которые свободно проникает воздух под нижнюю границу промерзания, и между промерзшим слоем и поверхностью грунтовых вод сохраняется нормальное атмосферное давление. Благодаря крупным порам, особенно в верхней части деятельного слоя, движение воды под влиянием температурного градиента к нижней поверхности промерзания (миг-

рация влаги) также не должно быть значительным. В этом случае на режиме уровней грунтовых вод ход промерзания практически не сказывается.

Во втором случае быстрота промерзания больше скорости падения уровня (рис. 64), благодаря чему в некоторый момент времени t_1 нижняя граница промерзшего слоя достигает уровня грунтовых вод и, начиная с точки a , уровень грунтовых вод на болоте будет соответствовать нижней границе промерзания. В то же время вода, находящаяся под промерзшим слоем, если рассматриваемый пункт находится на склоне болотного массива, окажется под избыточным гидростатическим давлением и фильтрационное движение воды в деятельном слое, начиная с момента

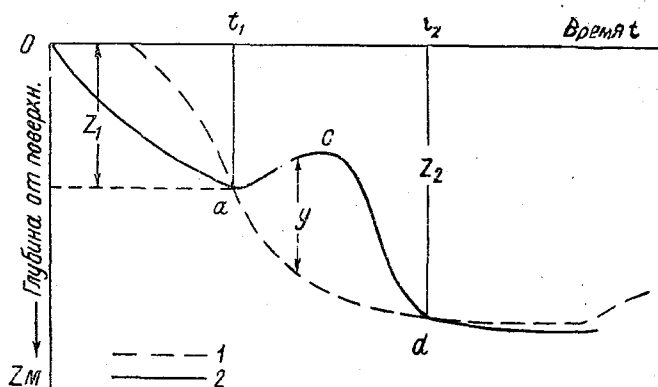


Рис. 64.

1 — ход промерзания, 2 — ход уровней грунтовых вод.

t_1 , станет напорным. Пусть линия acd (рис. 64) будет представлять собой изменение пьезометрических высот во времени. Тогда давление на нижнюю поверхность промерзшего слоя в некоторый данный момент времени будет, очевидно, определяться разностью ординат y пьезометрической кривой и кривой хода промерзания.

Напорный режим фильтрации сохранится лишь до тех пор, пока скорость падения уровней под слоем промерзания, благодаря фильтрации, не окажется больше скорости увеличения глубины промерзания. Последняя же при постоянной температуре воздуха замедляется с увеличением толщины промерзшего слоя, поскольку уменьшается теплоотдача от нижней границы промерзания. Поэтому с некоторого момента времени t_2 , скорость падения уровней, благодаря фильтрации, может оказаться больше скорости нарастания толщины промерзшего слоя. Кривые изменения пьезометрических высот и толщины промерзания пересекутся в точке d , и с этого момента уровень грунтовых вод окажется вновь ниже границы промерзания. Благодаря плотному

промерзшему слою ниже глубины z_1 , доступ воздуха в освобождающиеся от воды слои торфа ниже слоя z_2 будет весьма затруднен. Под промерзшим слоем образуется зона разрежения, куда в свободные от воды поры начинается выделение растворенных в воде газов.

Такое состояние на болотном массиве может наступать в конце зимнего периода, в феврале—марте. В это время увеличение глубины промерзания практически прекращается или идет весьма медленно, а уровни, благодаря фильтрации, в некоторых случаях могут еще продолжать снижаться, хотя так же весьма медленно.

Рассмотренный режим промерзания и хода уровней грунтовых вод в зимний период и возможность наступления периодов избыточного давления и разрежения под промерзшим слоем зависит от ряда причин: от хода и величины отрицательных температур воздуха, от толщины снежного покрова и хода его накопления в течение зимы, от типа болотного микроландшафта и его положения в болотном массиве, от начального уровня грунтовых вод, имевшего место к началу промерзания, наконец, от наличия более или менее длительных оттепелей в течение зимы.

Поэтому в различные годы, так же как в один и тот же год, но в различных частях болотных массивов, могут наблюдаться в зимний период большие отклонения от плавной кривой падения уровней.

Кратковременные оттепели, как правило, не отражаются заметно на положении уровня грунтовых вод. Например, на рис. 63 видно, что оттепель с 14 по 17 января дала лишь небольшую задержку в падении уровней. Вода от тающего снега аккумулируется в порах снежного покрова и в порах верхнего горизонта промерзшего слоя, где, охлаждаясь, замерзает, не достигая уровня грунтовых вод, несмотря на крупные размеры пор. Это подтверждается опытами над распределением влажности в зимний период, которые показывают, что в промерзшем моховом покрове часто имеет место гораздо более плотное промерзание на глубине 5—10 см от поверхности, чем в нижерасположенных слоях мерзлоты. Лишь длительные периоды потепления могут вызвать в зимний период проникновение воды до уровня грунтовых вод. В этом случае мерзлый слой успеет приобрести нулевую температуру и проникающая в него вода не замерзает в порах. На кривых хода уровня это сказывается все же не резко.

При измерении уровней грунтовых вод зимой с помощью водомерных скважин, уровни в скважине часто могут давать значительные отклонения от действительных горизонтов грунтовых вод. Особенно велики эти отклонения при большой глубине промерзания.

Причиной таких отклонений и возможных при этом ошибок измерения являются интенсивный рост толщины промерзания

в период больших морозов и в некоторых случаях влияние атмосферного давления.

Предположим, что водомерная скважина рис. 65 проходит через промерзший слой. С того момента, как начинается промерзание ниже уровня грунтовых вод, слой промерзания, заключенный между начальным уровнем грунтовых вод $e - e$ и нижней границей промерзания $abcd$, представляет собой монолит, лишенный пор, через который проникновение воздуха уже невозможно. Вода, соприкасающаяся с нижней поверхностью промерзания и обращающаяся постепенно в лед, при замерзании расширяется и увеличивает свой объем, приблизительно на 9%. Если бы замерзание происходило в водоеме с чистой водой, то ледяной слой просто всплыл бы и несколько приподнялся.

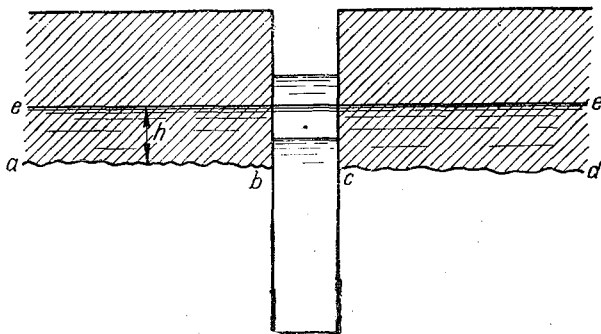


Рис. 65.

Но в данном случае в верхних слабо разложившихся слоях торфа свободному всплыванию мерзлого слоя препятствует твердый скелет торфа, способный воспринимать растягивающие усилия, поэтому расширение объема воды при замерзании вызывает повышение давления под промерзшим слоем. В водомерные скважины, выполняющие при этом роль пьезометров, начинается выжимание воды, и уровень в скважине повышается над нижней границей промерзания на величину, уравнивающую давление в окружающей скважину зоне торфяной залежи.

Во время сильных морозов, когда в водомерных скважинах, несмотря на применяющееся отопление, на поверхности уровня воды образуется слой льда, препятствующий свободному повышению уровня воды при повышении давления под мерзлотой, часто можно наблюдать, как при пробивании отверстия из-под льда в скважине начинается выливание воды и повышение горизонта иногда на десятки сантиметров.

Наблюдается часто и обратное явление. При пробивании ледяной корки в скважине, под ней не обнаруживается воды и уровень стоит на несколько десятков сантиметров ниже. Резкое

падение уровня после подъема объясняется быстрым понижением давления, если прекратилось замерзание новых слоев воды у нижней поверхности промерзания. В этом случае даже незначительное снижение уровня грунтовых вод при стоке воды путем горизонтальной фильтрации вызывает сразу падение давления. Поэтому повышенное давление под промерзшим слоем может наблюдаться только в периоды роста глубины промерзания в зоне грунтовых вод. С прекращением нарастания мерзлоты давление сразу должно начать падать как вследствие фильтрации, так и в силу постепенного растяжения слоев торфа, лежащих под мерзлым слоем.

На рис. 61 представлен весьма характерный случай резких колебаний уровней в зимний период в водомерной скважине

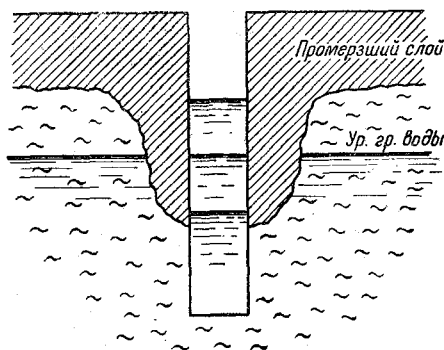


Рис. 66.

(кривая 2), обусловленный главным образом ростом промерзания в зоне грунтовых вод. Амплитуда колебаний доходит в отдельных случаях до 20—30 см, причем периоды подъема и опускания уровня составляют 3—4 суток.

Приведенный пример относится к колебаниям уровня, наблюдавшимся в центральной части резковыпуклого болотного массива в слабо облесенном сфагново-пушицево-кустарничковом микро-

ландшафте. Но аналогичные явления наблюдаются и в других типах микроландшафтов.

Влияние изменения атмосферного давления сказывается на уровнях в скважинах в значительно меньшей степени, вызывая лишь небольшие колебания их. Амплитуда этих колебаний, по-видимому, не превышает нескольких сантиметров. Появление их связано с промерзанием стенок скважины. При плотном промерзании стенок скважины (рис. 66), достигающем до горизонта воды в скважине, и при уровне грунтовых вод ниже границы промерзания в зоне, заключенной между границей промерзания и уровнем грунтовых вод, часть пор, не заполненных водой, оказывается разобщенной с атмосферным давлением. Поверхность же воды в скважине находится под атмосферным давлением. При повышении атмосферного давления вода из скважины под влиянием разности давлений (давления на поверхности воды в скважине и давления воздуха в порах над грунтовыми водами) начинает фильтровать через стенки скважины и уровень соответственно снижается. При понижении атмосферного давления наблюдается обратное явление — повышение уровня в скважине. Однако сле-

дует иметь в виду, что разность давлений, при которой происходит фильтрация, должна быть несколько меньше величины изменения атмосферного давления, благодаря частичной осадке мерзлого слоя и сжатия воздуха, заключенного в порах нижележащего талого слоя.

Рассмотренные случаи влияния мерзлоты и атмосферного давления на положение уровня воды в скважине следует иметь в виду при измерении уровня грунтовых вод на болотах в зимний период. При этом нужно принимать меры по отоплению скважин и не допускать промерзания стенок скважин ниже естественной границы промерзания.

Следует также отметить, что в зимних условиях на ход уровней грунтовых вод и положение уровней в водомерных скважинах влияет также температурный градиент между мерзлым слоем и нижележащими слоями торфа, обуславливающий перемещение молекул воды в сторону понижающихся температур к нижней поверхности мерзлого слоя. Однако в условиях болот этот вопрос остается в настоящее время совершенно неисследованным. Можно, повидимому, полагать, что влияние на уровень грунтовых вод этого фактора практически невелико.

§ 30. Колебания уровней грунтовых вод на болотных массивах в летний период

В летний период положение уровней грунтовых вод и колебания их во времени зависят главным образом от осадков, выпадающих на поверхность болота, и величины испарения. Влияние осадков на уровни грунтовых вод особенно велико на тех болотах, на которых атмосферное питание составляет главную часть в водном питании болота. Однако, несмотря на это, искать непосредственные связи между изменением уровня грунтовых вод на болотах и величиной и интенсивностью осадков, так же как и между изменением уровня и испарением с поверхности болота, было бы неверно. Отсутствие непосредственной связи между этими величинами хорошо иллюстрируется подсчетами А. Д. Дубаха ([8], стр. 56—60), которым были сделаны попытки по данным наблюдений на восьми болотных массивах установить непосредственные связи удельного поднятия уровня грунтовых вод (т. е. поднятия на 1 мм выпавших осадков) с интенсивностью осадков и с исходным положением уровня грунтовых вод от поверхности болота к моменту выпадения осадков. При этом получились результаты, которые по существу не дают никакой связи между названными величинами. И хотя А. Д. Дубах считает, что «почти на всех болотах оказалось, что чем глубже стояла грунтовая вода, тем больше была норма повышения грунтовой воды», это никак не следует из приведенных им данных. Отсутствие этих связей особенно хорошо видно, если нанести данные, приводимые А. Д. Дубахом в таблицах, на графики. Такой вы-

вод, кроме того, и не согласуется с физической стороной явления. Если обратить внимание на данные по коэффициенту водоотдачи, приведенные в § 19 гл. II, то в слое до 35 см от поверхности коэффициент водоотдачи, при снижении уровня воды на 1 см, изменяется чрезвычайно мало. Таким образом, в этом слое с увеличением расстояния уровней от поверхности не может наблюдаться увеличение «нормы повышения грунтовой воды». Для более глубоких слоев следует ожидать дальнейшего снижения коэффициента водоотдачи. Однако в этих слоях наличие мелких пор значительно затрудняет проникновение воды к уровню грунтовых вод, которое начинает зависеть от ряда факторов, связанных с состоянием торфяного скелета перед выпадением осадков: степенью просушки этих слоев и набуханием органических частиц торфяного скелета, определяющих активную пористость массы, зажимом воздуха в порах при инфильтрации дождевой воды и задержкой проникающей влаги в капиллярах. Таким образом, в этих слоях нельзя искать подобной однозначной зависимости.

Наконец, нужно указать, что очень существенной причиной полного отсутствия даже слабой корреляции является несомненно то, что в данном случае совершенно не учитывался тип болотного массива и микроландшафта и расположение пунктов наблюдений на них.

В то же время нужно вполне согласиться с А. Д. Дубахом, что значительная пестрота цифр в таких случаях во многом могла зависеть от бесконтрольности наблюдений, а также объясняется большим расстоянием между точками наблюдений за уровнями на болотах и за осадками, во многих случаях достигавшим нескольких километров, что естественно могло привести к большим ошибкам в определении осадков в районе измерения уровня.

А. Д. Дубахом были произведены также исследования связей суточного снижения горизонтов воды на болотах со среднесуточной температурой воздуха и с расстоянием уровня грунтовых вод от поверхности болота для бездождных периодов. Результаты этих исследований показали, что между указанными величинами, как и следовало ожидать, существуют коррелятивные связи, поскольку с повышением температуры увеличивается испарение, а с увеличением расстояния уровня грунтовых вод от поверхности изменяются все физические условия расхода грунтовых вод на испарение. Но эти связи слабо выражены. Коэффициенты корреляции оказались низкими. В связях снижения уровня грунтовых вод с температурой значения коэффициента корреляции в трех случаях из пяти оказались равными 0,28, 0,34, 0,37, а в двух остальных 0,84 и 0,89. В связях с расстоянием уровня грунтовых вод от поверхности болота коэффициенты корреляции колебались от $-0,39$ до $-0,62$.

Таким образом, из исследований А. Д. Дубаха можно сделать вывод, что колебания уровней грунтовых вод на болотах в летний период являются функцией целого ряда независимых

величин и выделить преобладающее влияние того или другого фактора, в сравнении с которыми остальными можно было бы пренебречь, по крайней мере в практических расчетах, весьма трудно. Колебания уровней в летний период, так же как и приведенные выше средние значения характерных уровней, необходимо рассматривать по каждому типу болотного микроландшафта в отдельности, учитывая также влияние на снижения и подъемы уровней размеров болотного массива и формы рельефа его поверхности.

На системах выпуклых верховых болотных массивов в летней таежной полосе наибольшее снижение горизонтов в летний период, достигающее в некоторые годы до -70 см, наблюдается в сосняках кустарничковых и сфагново-кустарничковых, занимающих участки с наибольшими уклонами поверхности. В центральных частях выпуклых массивов, занятых сфагново-кустарничковыми, сфагново-кустарничково-пушицевыми и грядово-мочажинными микроландшафтами, где уклоны поверхности в 5—6 раз меньше уклонов предыдущих микроландшафтов, летнее падение горизонтов не превышает 30—40 см для массивов больших размеров (при средних диаметрах 3—6 км) и достигает до 50—55 см для небольших массивов, средний диаметр которых составляет не более 1,5—2 км.

Наименьшее снижение горизонтов в летние периоды, как правило, наблюдается на топяных участках в системах выпуклых массивов. В грядово-мочажинных и озерково-мочажинных топях, располагающихся на плоских центральных частях выпуклых моховых массивов или в понижениях между соседними выпуклостями, уровни падают в летний период всего на 10—20 см ниже поверхности мохового покрова, а иногда и меньше. В проточных сфагново-осоковых и осоковых топях, а также в топях на окраинах выпуклых болотных массивов, уровни воды падают несколько меньше, до 10 см от поверхности. На сфагново-пушицевых окраинах грядово-мочажинных массивов в летние периоды уровни снижаются до 20—30 см от поверхности.

Подъемы уровней от выпадающих летних осадков также неодинаковы. При непродолжительных осадках значительной интенсивности рельеф болотного массива и место расположения микроландшафта на болотном массиве мало отражаются на подъемах уровней. Величины удельного повышения уровня грунтовых вод (на 1 мм выпавших осадков) в этом случае зависят главным образом от количества капиллярной и осмотической влаги, содержащейся в слое залежи над уровнем грунтовых вод к моменту выпадения дождя и от глубины залегания уровней.

При продолжительных осадках подъемы уровней в различных микроландшафтах зависят от рельефа болотного массива и от места расположения данного микроландшафта на болотном массиве, так как чем продолжительнее дождь, тем сильнее сказывается на изменении уровня эффект стекания вод с более воз-

вышенных участков массива в нижерасположенные. Эффект стекания при этом оказывает тем большее влияние на ход уровня, чем ближе стоят уровни воды к поверхности болота, так как водопроницаемость в деятельном горизонте резко возрастает к поверхности.

При низких уровнях грунтовых вод, влияние стекания на подъемы уровней от дождей очень невелико вследствие малой водопроницаемости торфа.

В результате совместного влияния всех этих факторов наблюдающиеся удельные повышения уровней при выпадении осадков колеблются в широких пределах: от 10 мм на 1 мм осадков и до 0,9 мм на 1 мм осадков. По наблюдениям болотной станции Государственного гидрологического института с помощью самописцев дождя и уровней, установленных рядом, удельные подъемы уровней для различных микроландшафтов оказались следующими:

1) для центральной части выпуклого грядово-мочажинного болотного массива, представленной сфагновиком кустарничковым, облесенным сосной, от 4,5 до 1,8 мм на 1 мм осадков, в среднем ~ 3 мм на 1 мм осадков. Исходные горизонты при этом колебались в пределах 10—20 см от поверхности болота, интенсивность дождей от 0,008 до 0,06 мм/мин и продолжительность от 210 до 2090 минут;

2) для грядово-мочажинного микроландшафта, расположенного на склонах массива при тех же интенсивностях и продолжительностях дождей, удельные подъемы колебались в пределах от 2,3 до 0,9 мм на 1 мм осадков, составляя в среднем ~ 1,6 мм. Исходные уровни находились в 15—20 см от поверхности гряд, при мочажинах, залитых водой выше поверхности мха;

3) для осоково-сфагновых топяных окраин, облесенных березой и сосной, удельные подъемы оказались в пределах от 2,1 до 0,5 мм, составляя в среднем ~ 1,3 мм. Мочажины и понижения при этом были залиты водой, выше уровня воды находились приствольные кочки.

Эти данные показывают, что при одних и тех же исходных уровнях, интенсивностях и продолжительностях осадков, величина подъема уровней зависит от типа микроландшафта и условий стекания влаги на различных участках болотного массива.

§ 31. Колебания уровней грунтовых вод как показатель изменения элементов водного баланса болотных массивов

Положение уровня грунтовых вод на данном участке болотного массива, как только что было показано, является функцией значительного числа независимых и зависимых между собой факторов. Если перечислить только главные, влияние которых безусловно очень велико и которые на известном, достаточно коротком промежутке времени могут рассматриваться как незави-

симые, то нужно было бы указать на следующие факторы: интенсивность и продолжительность осадков; распределение и чередование осадков во времени; интенсивность испарения и транспирации с поверхности болота; расстояние уровня грунтовых вод от поверхности болота и физическое состояние слоя болота, залегающего выше уровня грунтовых вод (общая влажность его и распределение влаги по высоте, степень набухания растительного скелета, определяющая свободную пористость); тип болотного микроландшафта и его расположение на болотном массиве. Все эти факторы, воздействуя на положение уровня грунтовых вод одновременно, не дают, конечно, возможности выявить влияние каждого в отдельности путем простого сопоставления хода уровней с отдельными элементами гидрометеорологического режима. В то же время ход уровней грунтовых вод на болоте во времени представляет собой суммарную характеристику во времени всех гидрометеорологических процессов, происходящих на поверхности болота и ниже его поверхности в торфяной залежи. Поэтому естественно задачу поставить обратно, рассматривать ход уровней грунтовых вод на болоте во времени, как заданную и известную функцию. Известно, что эта функция является функцией нескольких переменных, не зависящих от времени. Путем изучения физических процессов можно установить связи между переменными, входящими в функцию, определяющую ход уровней; это позволяет исключить взаимно зависимые переменные и свести общее число переменных к тому минимуму, который составляется лишь независимыми переменными. Изучая связь последних с уровнем грунтовых вод, получаем возможность вести расчет изменения их во времени. В этом случае на основании хода уровня грунтовых вод можно вести подсчет других элементов водного режима (стока, испарения, влажности слоя над уровнем грунтовых вод), практически нас интересующих.

Главным преимуществом такого подхода является его наибольшее соответствие практическим потребностям. Наиболее просто и легко измеряемой величиной является уровень грунтовых вод на болотах. По этому элементу режима болот в настоящее время накоплен уже значительный материал. Кроме того, получить заново данные по уровням проще чем по какому-либо другому элементу режима болота. Поэтому, естественно, что для расчета всех остальных элементов водного режима болотных массивов практически наиболее целесообразно устанавливать зависимость их от уровней грунтовых вод.

§ 32. Применение принципа склонового стекания для гидрологических расчетов в условиях болот

Метод склонового стекания находит применение в гидрологии в вопросах формирования дождевых и снеговых паводков, где им пользуются для установления времени добега частиц жидкости от места выпадения осадков до русла реки [4]. Осно-

ванные на этом расчеты расходов в русле реки встречают, однако, при практическом применении метода существенные трудности, поэтому они в речной гидрологии до сих пор находят весьма ограниченное применение.

Приложение принципа склонового стекания к речным водосборам основывается на замене фактических форм движения влаги по склонам водосбора, которое включает в себя все разнообразие форм движения воды по склону (от стекания ее путем мелких и мельчайших ручейков до крупных ручьев и рек, а также путем горизонтальной фильтрации в верхних горизонтах грунтов), некоторым фиктивным сплошным движением по всему склону.

В этом заключается главная причина трудностей практического применения указанного метода, так как применяемыми переходными коэффициентами от реального к фиктивному движению воды и коэффициентами потерь на инфильтрацию чрезвычайно трудно правильно учесть все фактическое разнообразие форм стекания. Наличие разрыва между зоной грунтовых вод и зоной поверхностного стекания в условиях неболотных водосборов вносит также большую неопределенность в расчеты потерь на впитывание в грунт и требует учета динамики влаги в грунтах над уровнями грунтовых вод. Последнее при современном состоянии изученности процессов инфильтрации практически является неосуществимым.

Специфические особенности болотных массивов дают возможность эту задачу разрешать значительно проще и применять метод склонового стекания с гораздо большими физическими основаниями. Этими особенностями являются следующие.

1) Стеkanie влаги рассредоточенным по территории болотного массива фильтрационным потоком. Основное количество воды фильтрует в относительно тонком поверхностном слое, составляющем деятельный горизонт торфяной залежи. В целом же горизонтальная фильтрация в толще всей залежи является функцией распределения коэффициентов фильтрации по глубине и уклонов поверхности по территории болотного массива. Таким образом, в условиях болот представление о сплошном стекании по склону не является фиктивной картиной, а соответствует действительному механизму движения воды в болотных массивах.

2) В торфяной залежи не может быть двух различных зон: зоны поверхностного стекания и зоны грунтового потока. Уровень грунтовых вод на болотах, который периодически подымается до поверхности болота и даже выше ее, фиксирует в то же время и верхнюю границу того единственного слоя воды, который принимает участие в склоновом стекании.

3) Верхний горизонт деятельного слоя, обладая чрезвычайно большими коэффициентами фильтрации и, соответственно, крупными порами, беспрепятственно пропускает выпадающие на по-

верхность болота осадки, которые в этом случае фильтруют с большой скоростью до уровня грунтовых вод. Уклоны поверхности грунтовых вод практически всегда равны уклонам поверхности болотного массива. Последнее обстоятельство является особенностью болот, которая позволяет рассматривать горизонтالي поверхности болотного массива как линии равных напоров и строить на основании этого расчетные сетки линий стекания.

Приблизительное равенство уклонов поверхности грунтовых вод уклонам поверхности болотного массива в каждой данной его точке является следствием постоянной близости уровней грунтовых вод к поверхности болота, небольших амплитуд колебаний их и почти полной синхронности колебаний в различных частях болотного массива.

Из табл. 19, например, видно, что средняя амплитуда колебания уровня грунтовых вод изменяется в различных микроландшафтах в пределах от 53 до 32 см, а средний горизонт по отношению к поверхности болота изменяется в зависимости от типа микроландшафта от 4 до —35 см.

Если сравнить величину наибольшей разности максимальной и минимальной амплитуды колебаний уровней в разных микроландшафтах, которая составляет $53 - 32 = 21$ см, с относительными превышениями в рельефе поверхности болотных массивов различных микроландшафтов, измеряемых метрами, то легко видеть, что эта разность составляет очень небольшую относительную величину. В действительности эта величина еще меньше, так как уровни в различных микроландшафтах, колеблются практически синхронно. Это хорошо видно, например, из графиков колебания уровней, представленных на рис. 61 и 62.

Из рис. 67 также хорошо видно, что при максимальных и при минимальных уровнях на болоте профили грунтовых вод практически полностью следуют профилю поверхности болотного массива.

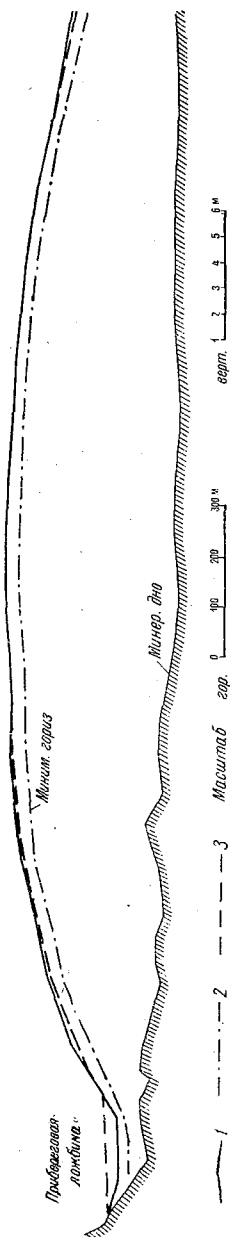


Рис. 67. Профили уровней грунтовых вод и поверхности на выпуклом болотном массиве. 1 — поверхность болота, 2 — минимальные горизонты, 3 — максимальные горизонты.

Таким образом, в болотных массивах рельеф поверхности более или менее точно отражает форму поверхности грунтовых вод.

Поскольку поток грунтовых вод, фильтрующий через инертный и дегативный горизонты торфяной залежи, а также поверхностный поток в периоды, когда уровень стоит выше поверхности болота, представляют собой сплошной непрерывный поток, в каждой точке которого гидростатические давления определяются отметками свободной поверхности воды, разности давлений, под действием которых фильтрует вода на том или другом участке болотного массива, могут быть приняты равными разностям отметок поверхности болота.

В соответствии с этим для построения сеток линий стекания, являющихся основой при расчетах стока с болотных массивов методом склонового стекания, необходимо, очевидно, иметь карты болотных массивов с нанесенными горизонталями поверхности их. Проводя линии, ортогональные к горизонталям поверхности массива, получим сетку линий токов, определяющую в каждой данной точке болотного массива направление скоростей горизонтальной фильтрации по всей толще торфяной залежи и скоростей поверхностного стекания. Сетка линий стекания на болотных массивах характеризует, таким образом, не фиктивный поток, а реальный фильтрационный поток гравитационной воды, заключенной в толще массива, и поверхностный поток в периоды высокого стояния уровней.

Если имеется карта болота с точно нанесенными горизонталями его поверхности, то проведение линий стекания практически не представляет труда. Однако наличие топографических съемок болотных массивов обычно является редким исключением, производство же специальной подробной топографической съемки болотного массива для возможности подсчета стока и испарения методом водного баланса является практически трудно выполнимой и дорогостоящей работой.

Способ расчета стока с построением сетки линий стекания может иметь практическое применение лишь в том случае, если линии стекания на болотном массиве можно строить, не имея карты болотного массива в горизонталях. Для этого используется аэрофотосъемка в виде готовых аэрофотопланов, изготавливаемых геодезическими предприятиями для общих картосоставительских целей.

Метод нанесения линий стекания на болотном массиве по аэрофотоплану основан на общих принципах гидрографического дешифрирования болот, разработанных советскими болотоведами в последние годы. Этот вопрос подробнее рассматривается в главе IV.

В результате дешифрирования аэрофотоснимка можно получить точный план болотного массива с нанесенными на нем контурами болотных микроландшафтов и сеткой линий стекания

(см. рис. 75 и приложения I и II). Последняя позволяет определить направление скоростей движения потока в любой точке болотного массива и служит для подсчета расходов воды, стекающей с любой заданной площади в пределах болота через ограничивающий ее контур.

В заключение необходимо вкратце остановиться на условиях стекания в зимний и весенний периоды.

Зимой деятельный горизонт над уровнем грунтовых вод сохраняет большую пористость, благодаря чему во время весеннего снеготаяния талые воды также свободно проникают до уровня грунтовых вод и далее движутся общим фильтрационным потоком в направлении уклона поверхности болота. Этим, в частности, объясняется то обстоятельство, что в периоды весеннего снеготаяния на выпуклых моховых болотных массивах, как правило, не наблюдается поверхностного склонового стока поверх мерзлого слоя. И поэтому условия склонового стекания на таких болотных массивах в весенний период не отличаются или отличаются незначительно от условий стекания в теплые периоды года при отсутствии мерзлоты.

При глубоком промерзании, когда мерзлый слой захватывает зону грунтовых вод, а также на микроландшафтах с высоким стоянием уровней грунтовых вод промерзший слой в нижней части представляет сплошной монолит без пор, что создает в период весеннего снеготаяния условия стекания, отличные от условий при талом состоянии болота. В таких случаях в весенний период, наряду с фильтрационным движением воды в мерзлом пористом поверхностном слое, может наблюдаться и поверхностное стекание. В этом случае необходимо учитывать в расчете уменьшение сечения фильтрационного потока в деятельном горизонте за счет промерзшей толщи ниже уровня грунтовых вод.

ГЛАВА IV

ОБЩИЕ СВЯЗИ ЭЛЕМЕНТОВ БОЛОТНЫХ МАССИВОВ С ГИДРОЛОГИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ

§ 33. Основные зависимости

Выяснение общих закономерностей, лежащих в основе связи гидрологического режима с элементами, характеризующими болотный массив, является одним из основных теоретических вопросов гидрологии болот. Разрешение этого вопроса дает возможность подойти к выявлению роли гидрологических факторов в развитии и формировании болотных массивов, к объяснению наблюдаемых общих закономерностей в расположении микроландшафтов на болотных массивах, а также теоретически обосновать методику гидрологических расчетов и наблюдений в применении к болотным массивам.

Несмотря на важность этого вопроса, в литературе до сих пор не делалось попыток установления подобных зависимостей. Поэтому его можно рассматривать лишь в той мере, в какой позволяют это сделать имеющиеся в настоящее время данные по морфологии, микроландшафтам и торфяной залежи болот.

Внедрение метода аэрофотосъемки в практику исследований болот и применение его для анализа закономерностей в распределении болотных микроландшафтов по территории болотных массивов позволило в последнее время получить как автору этого метода Е. А. Галкиной, так и ее последователям, применявшим эту методику для изучения болотных ландшафтов, довольно обширный материал по болотным ландшафтам лесной таежной зоны умеренного климата.

Анализ и сопоставление этих материалов дали возможность констатировать наличие ряда закономерностей в расположении болотных микроландшафтов по территории болотных массивов. Как указывалось в главе I, эти закономерности наиболее четко выявляются на простых болотных массивах (болотных мезоландшафтах), развитие которых идет без непосредственного влияния на них гидрологического режима соседних болотных массивов и расположение микроландшафтов на которых не усложняется рядом дополнительных факторов.

Возникает, следовательно, вопрос, нельзя ли установить некоторые общие количественные связи между расположением различных типов болотных микроландшафтов по территории болотного массива, размерами и рельефом болотного массива и элементами его водного режима.

Для выяснения этого вопроса прежде всего рассмотрим указанные соотношения на примере простых болотных массивов, а затем коснемся и более общих случаев.

Как было уже ранее показано, в развитии болотного массива на стадиях, характеризующихся выпуклой формой поверхности, основную роль играют два фактора: степень проточности вод и степень увлажнения верхних горизонтов болота.

Оба эти фактора в условиях атмосферного питания определяют количество кислорода, подводимого к корневым системам растений (из воздуха и растворенного в воде) и степень закисления субстрата.

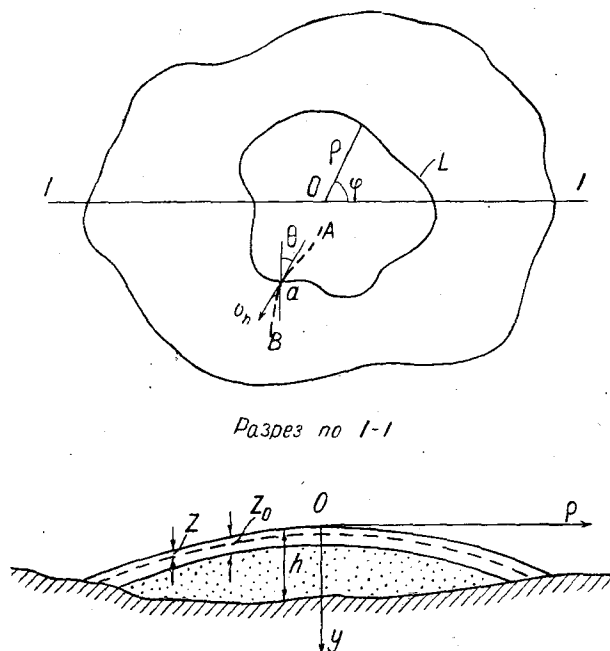
Кроме того, в главе III было указано, что в процессе стекания воды с болотных массивов основное значение имеет деятельный слой болота и что поэтому практически можно с весьма небольшой погрешностью допустить, что вся основная часть влаги, удаляющаяся с болота путем стока, фильтрует через деятельный слой, создавая те или другие условия для питания растительного покрова.

Рассмотрим вначале наиболее простой случай на примере выпуклого болотного массива центрально-олиготрофного хода развития. Благодаря куполообразному рельефу поверхности, точки

с наивысшими отметками поверхности располагаются внутри внешнего контура, ограничивающего болотный массив. Фильтрация в деятельном слое и в инертном горизонте торфяной залежи представляет собой в плане радиально расходящийся поток.

Введем следующие обозначения (рис. 68).

- h — толщина торфяной залежи (переменная величина).
- z_0 — толщина деятельного слоя (вообще разная для различных болотных микроландшафтов).
- z — расстояние уровня грунтовых вод от поверхности болота.



Разрез по I-I

Рис. 68.

p — средняя интенсивность прихода влаги на единицу площади болота (осадки за вычетом испарения); $p = \frac{W-f}{T}$, где W и f — соответственно объем осадков и испарения за время T .

y, r, φ — координаты точек поверхности болотного массива, отсчитываемые от начала координат, за которое примем наивысшую точку поверхности.

k_0 — средний коэффициент фильтрации в фильтрующем слое, толщина которого равна $(z_0 - z)$. Величина k_0 определяется зависимостью (69).

i — уклон поверхности болотного массива в данной точке.

Выделим на поверхности болотного массива произвольный замкнутый контур длиной L так, чтобы начало координат находилось внутри контура (рис. 68).

Тогда при сделанных выше предпосылках и обозначениях можно написать, что суммарный фильтрационный расход воды, который будет при уровне воды z проходить через выделенный контур, выразится величиной

$$Q = \oint_L q_h dL, \quad (64)$$

где q_h — переменный вдоль контура расход, фильтрующий через торфяную залежь толщиной h и приходящийся на единицу длины контура.

Если в точке a контура направление линии стекания $A-B$ составляет угол θ с нормалью к контуру, то единичный расход q_h очевидно будет равен

$$q_h = v_h (h - z) \cos \theta, \quad (65)$$

где v_h — средняя скорость фильтрации в толще торфяной залежи ниже уровня грунтовых вод.

Так как через толщу торфяной залежи ниже деятельного слоя фильтрует ничтожно малая часть расхода q_h , то с очень малой погрешностью можно положить, что

$$q_h \cong q_z, \quad (66)$$

где q_z — единичный расход, протекающий через контур по деятельному слою болота. Тогда вместо (65) можно написать, что

$$q_z = v_z (z_0 - z) \cos \theta, \quad (67)$$

где v_z — средняя скорость фильтрации в деятельном горизонте в слое $(z_0 - z)$ в данной точке контура. Полагая $v_z = k_0 i$ и подставляя в выражение для расхода Q (64), q_h из (65) и (66), получим

$$Q = \oint_L v_z (z_0 - z) \cos \theta dL = \oint_L k_0 i (z_0 - z) \cos \theta dL, \quad (68)$$

где k_0 , i , z_0 и z являются в общем случае функциями точки (ρ , φ , y), а угол θ — функцией выбранного направления контура в данной точке. При этом k_0 выражается через определяемую экспериментально функцию распределения коэффициента фильтрации k_z по глубине (61):

$$k_0 = \frac{\int_z^{z_0} k_z dz}{z_0 - z}. \quad (69)$$

Если за контур L принять горизонталь поверхности массива, то очевидно, что $\theta = 0$ и расход будет равен

$$Q = \oint_L k_0 i (z_0 - z) dL. \quad (70)$$

Тогда через любой элемент горизонтали ΔL будет протекать расход

$$\Delta Q = k_0 i (z_0 - z) \Delta L. \quad (71)$$

Поскольку в пределах контура L , проведенного по горизонтали поверхности массива, болотный массив имеет только атмосферное питание, то можно считать, что средний расход Q , протекающий через весь контур L , будет равен среднегоголетней интенсивности прихода влаги p на всю площадь ω , ограниченную контуром L . Тогда

$$\omega p = Q = \oint_L q_z dL \quad (72)$$

и соответственно для любого элемента горизонтали L , полагая в пределах его $q_z \simeq \text{const}$

$$p \Delta \omega = \Delta Q = q_z \Delta L = k_0 i (z_0 - z) \Delta L, \quad (73)$$

где $\Delta \omega$ — элемент площади, ограниченный двумя линиями стекания OA и OB (рис. 69) и линией горизонтали AB .

Для округлых массивов центрально-олиготрофного хода развития вместо уравнения (72) можно написать, что расход Q , через любой кольцевой контур, совпадающий с горизонталью и имеющий постоянный радиус r при горизонте воды в точках контура z , при симметричной форме выпуклости болотного массива будет равен

$$Q = \pi r^2 p = i r \int_0^{2\pi} (z_0 - z) k_0 d\varphi, \quad (74)$$

откуда

$$i = \frac{\pi p r}{\int_0^{2\pi} (z_0 - z) k_0 d\varphi}. \quad (75)$$

Зависимость (74) дает нам для центрально-олиготрофных болотных массивов с правильной куполообразной формой поверхности связь между величинами, характеризующими размеры и рельеф болотного массива (i , r), элементами, определяющими водный режим массива (k_0 , z_0), уровнями грунтовых вод z и климатическими условиями, которые выражаются в данном случае величиной p .

Нетрудно видеть, что на основании зависимости (74) можно, например, рассчитать теоретическую форму поверхности для массива правильного очертания, если известны среднегоголетние нормы осадков и испарения, а также типы болотных микроландшафтов, располагающиеся на болотном массиве и определяющие величины k_0 и z_0 и уровни грунтовых вод z . Можно ре-

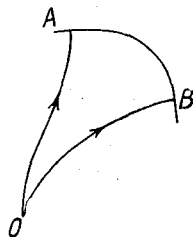


Рис. 69.

шать и обратную задачу: по известной форме поверхности болотного массива и известным величинам p , k_0 , z_0 определять среднемноголетние уровни грунтовых вод в различных точках массива.

Однако на основании зависимости (74) нельзя сделать никаких заключений о том, как связаны рельеф массива, гидрологические и климатические характеристики с размещением микроландшафтов по территории болотного массива. Между тем этот вопрос чрезвычайно важен для дальнейших практических расчетов и использования растительности как показателя гидрологического режима массива.

Будем исходить из весьма очевидного предположения, что в пределах одного и того же болотного микроландшафта, представляющего собой участок болота, занятый однородной растительной группировкой или однородным комплексом растительных группировок, условия внешней среды и питания растений должны быть одинаковыми. Поэтому можно считать, что в пределах одного и того же болотного микроландшафта должны соблюдаться условия постоянства (не во времени, а в пространстве) степени проточности и степени увлажненности деятельного слоя болот. Так как степень увлажненности является однозначной функцией глубины залегания уровней грунтовых вод на болоте (во всяком случае при оперировании со средними многолетними величинами), то упомянутые два условия могут быть записаны в следующей форме:

$$q_z = (z_0 - z) k_0 i = \text{const}, \quad (76)$$

$$z_0 - z = \text{const}. \quad (77)$$

Кроме того, независимо от этих условий, в пределах деятельного слоя одного и того же микроландшафта, структура фильтрующей среды должна быть одинаковой, поскольку она образовалась из одних и тех же растительных ассоциаций, или их комплексов в однородных физических условиях. Поэтому, независимо от равенства (76) и (77), должно выполняться также условие, что средний коэффициент фильтрации k_0 фильтрующего слоя $(z_0 - z)$ должно быть постоянным. Но тогда из зависимости (76) и (77) вытекает как следствие, что и уклон поверхности болота i в пределах одного и того же микроландшафта должен быть постоянным.

Таким образом, совокупность значений величин z_0 , z , q , k и i дают гидрологическую характеристику микроландшафта и определяют его тип.

Предположим теперь, что горизонталь, которая принята за контур L , проходит только по одному микроландшафту. Тогда

в силу постоянства q_z , ($z_0 - z$) и k_0 можно написать вместо выражения (74) равенство

$$\pi r^2 p = 2\pi r q_z, \quad (78)$$

откуда

$$q_z = \frac{pr}{2}. \quad (79)$$

Из последнего выражения видно, что при радиально расходящемся потоке проточность q_z должна возрастать пропорционально половине радиуса горизонтали, или пропорционально половине расстояния от центра массива до данной точки массива. Следовательно, в радиальном направлении условие постоянства проточности (76), необходимое для того, чтобы сохранялся однородный микроландшафт, не выполняется и растительный покров болотного массива теоретически должен непрерывно изменяться по мере удаления от центра массива.

Наоборот, поскольку вдоль горизонтали $q_z = \text{const}$, то растительный покров будет сохраняться неизменным. Поэтому на болотных массивах, имеющих правильную симметричную куполообразную форму, различные типы микроландшафтов должны всегда располагаться на массиве в виде полос, ограниченных концентрическими окружностями. Такое расположение микроландшафтов и наблюдается, как правило, на болотных массивах центрально-олиготрофного хода развития.

В тех случаях, когда рельеф болотных массивов представлен поверхностью, не имеющей двойной кривизны, т. е. цилиндрической поверхностью, фильтрационный поток характеризуется в плане линиями стекания, параллельными между собой. Для такой формы поверхности массива легко показать, что вместо зависимости (79) будем иметь соотношение

$$q_z = px, \quad (80)$$

где x представляет собой расстояние от водораздельной линии на болотном массиве до рассматриваемой точки.

Сравнение зависимостей (79) и (80) показывает, что при плоском фильтрационном потоке, т. е. на массивах или их участках, характеризующихся наличием уклонов поверхности в каком-либо одном направлении, возрастание проточности q_z с увеличением расстояния от водораздельных точек идет вдвое быстрее (поскольку отсутствует растекание фильтрационного потока), чем на куполообразных массивах, обуславливая соответственно и более быстрое изменение растительного покрова в направлении уклона поверхности массива, чем на массивах с радиально расходящимся потоком. Такие случаи можно наблюдать на массивах водораздельно склонового залегания или на массивах долинного залегания с широким плоским рельефом дна долины в поперечном сечении.

Для систем болотных массивов, имеющих, как правило, весьма сложный рельеф поверхности, и для болотных массивов резко несимметричных форм расположение растительного покрова и соответствующих ему микроландшафтов подчиняется значительно более сложным закономерностям.

Для того чтобы выяснить хотя бы в первом приближении связь между этими закономерностями и гидрологическими и морфологическими характеристиками, рассмотрим вопрос в общем виде, не задаваясь наперед той или другой формой поверхности болотного массива.

Выделим на болотном массиве какой-либо участок, ограниченный двумя горизонталями AD и BC и двумя линиями стекания AB и DC (рис. 70). Для него очевидно можно написать, что разность расходов, протекающих через элементы горизонталей AD и BC , будет равняться интенсивности прихода влаги p , умноженной на площадь выделенного участка

$$q_2 L_{BC} - q_1 L_{AD} = p \Delta \omega, \quad (81)$$

где q_2 и q_1 обозначают единичные расходы (или проточность) на двух соседних горизонталях, а L_{AD} и L_{BC} — соответственно длины выделенных элементов на горизонталях.

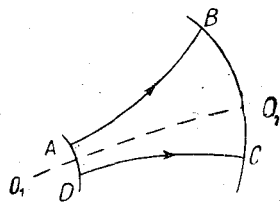


Рис. 70.

Определим теперь, в каком случае может сохраняться однородный микроландшафт в направлении линии стекания, которая очевидно всегда совпадает с направлением линии наибольшего уклона поверхности болотного массива.

Условием однородности болотного микроландшафта является постоянство величин z_0 , z , q , k и i . Если положить постоянными вдоль линии стекания величины z_0 , z , k и i , то проточность q остается связанной с формой рельефа поверхности массива и интенсивностью прихода влаги зависимостью (81). Определим, в каком случае в зависимости (81) проточность q может оставаться постоянной величиной.

Будем уменьшать выделенный участок до бесконечно малых размеров так, что линии стекания AB и DC будут приближаться к средней линии стекания O_1 , O_2 и горизонтали AD и BC будут сближаться до бесконечно малого расстояния между ними. При этом сможем написать

$$d(qL) = p d\omega. \quad (82)$$

Полагая $q = \text{const}$, имеем

$$q = p \frac{d\omega}{dL}. \quad (83)$$

Последнее выражение показывает, что для постоянства проточности q вдоль линии стекания или вдоль линии наибольшего

уклона поверхности массива необходимо, чтобы в любой точке линии стекания приращение площади прихода влаги $d\omega$ равнялось приращению длины горизонтали dL . Это может быть только в том случае, когда кривизна горизонталей по направлению линии стекания непрерывно возрастает и имеет отрицательное значение (кривые обращены выпуклостью в направлении движения потока), причем удовлетворяется соотношение

$$\frac{dL}{d\omega} = \frac{p}{q}. \quad (84)$$

Во всех остальных случаях, если $dL < \frac{p}{q} d\omega$ или, наоборот, $dL > \frac{p}{q} d\omega$ постоянно проточности вдоль линии наибольших

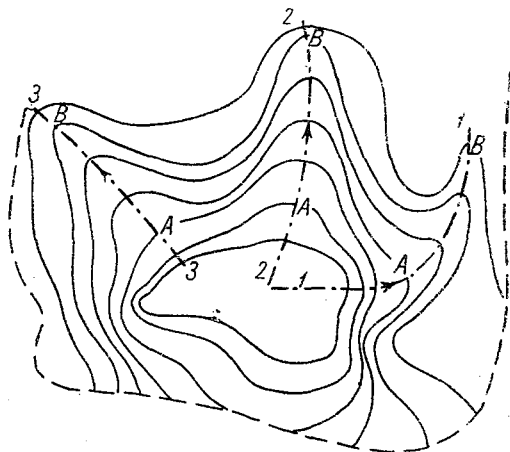


Рис. 71.

уклонов не имеет места, причем в первом случае проточность q вдоль линии стекания будет увеличиваться, а во втором — уменьшаться. И в том и в другом случае болотный микроландшафт будет изменяться вдоль линии стекания. Таким образом, условие сохранения однородности микроландшафта вдоль линий наибольших уклонов на поверхности болотного массива определяется равенством (84).

На рис. 71 представлен пример рельефа поверхности болотного массива, на котором вдоль линий стекания 1—1, 2—2 и 3—3 на участках длиной AB , где уклон постоянный, сохраняется однородный микроландшафт. При этом видно, что вдоль указанных линий стекания кривизна горизонталей на участках AB все время возрастает.

Для болотных массивов правильной куполообразной формы, на которых горизонталы поверхности представляют концентриче-

ские окружности, кривизна их и угол расхождения линий стекания φ остаются постоянными. В этом случае

$$\frac{dL}{dr} = \frac{d(\varphi r)}{dr} = \varphi,$$

а

$$\frac{d\omega}{dr} = \frac{d\left(\frac{\varphi r^2}{2}\right)}{dr} = r\varphi,$$

откуда очевидно, что величина

$$\frac{dL}{d\omega} = \frac{1}{r} \quad (85)$$

зависит от радиуса r и, следовательно, не остается постоянной вдоль любой линии стекания, уменьшаясь обратно пропорционально r . Поэтому при такой форме массива, как уже было показано и раньше, микроландшафт вдоль линии стекания должен непрерывно меняться.

В условиях плоского потока

$$\frac{dL}{d\omega} = 0,$$

поскольку длина горизонтали не зависит от расстояния x , отсчитываемого от линии водораздела, и условие (84) также не удовлетворяется.

На тех участках массива, на которых имеет место концентрация фильтрационного потока (рис. 71), т. е. линии стекания сходятся, $\frac{dL}{d\omega}$ вдоль линий стекания очевидно будет иметь отрицательное значение, а проточность q будет возрастать особенно быстро как за счет прихода влаги на площадь массива, так и за счет уменьшения длины фронта стекания. Поэтому на тех участках болотных массивов, где кривизна горизонталей положительна (в направлении линий стекания горизонталы имеют вогнутую форму), будет наблюдаться вдоль линий стекания наиболее быстрое изменение микроландшафтов. На таких участках болотных массивов вдоль линий уклона обычно имеет место быстрое увеличение расчлененности микрорельефа: увеличение размеров мочажин, увеличение их обводненности и образование озерков и озеровидных мочажин вторичного происхождения в результате гибели растительного покрова от чрезмерной увлажненности верхних горизонтов болота при постоянной близости уровней грунтовых вод к поверхности болота. Необходимо обратить внимание на то, что однородность микроландшафта вдоль линий стекания может наблюдаться на реальных болотных массивах сравнительно редко, так как требуется выполнение условия (85). При этом теоретически одинаковый микроландшафт должен располагаться лишь вдоль самой линии стекания

АВ (рис. 71), не имея распространения в ширину, так как вдоль любой другой соседней линии стекания величины i и q уже не будут оставаться постоянными. Практически это означает, что однородный микроландшафт вдоль линий стекания может занимать относительно узкую полосу.

Постоянство величин q , k_0 , z_0 , z и i , которое должно иметь место на каком-то пространстве территории болотного массива, чтобы на нем располагался вполне однородный микроландшафт, почти никогда не бывает. Действительно, на основании рассмотренных соотношений (73), (75), (76) видно, что все пять величин могут иметь одновременно постоянные значения лишь в двух случаях: вдоль линий стекания, когда выполняется условие (84), или вдоль горизонталей, когда сохраняются вдоль них постоянный уклон и постоянная кривизна, т. е. когда горизонталы представляют собой или концентрические окружности с общим центром или параллельные прямые линии. Таким образом, на болотах атмосферного питания не может иметь место сколько-нибудь значительное распространение по площади вполне однотипный микроландшафт.

Поэтому введение указанного выше понятия микроландшафта имеет практическое значение в том смысле, что, не имея возможности выразить характеристику растительного покрова и деятельного горизонта болотных массивов непрерывным рядом величин, можно считать, что в некоторых относительно однородных условиях растительного покрова величины q , k_0 , z_0 , z и i могут быть приняты для практических расчетов постоянными. Диапазон изменения состава растительного покрова, в пределах которого можно считать эти величины постоянными, должен устанавливаться экспериментально и путем наблюдений над водным режимом на участках с различным растительным покровом.

Для характеристики различных типов болотных микроландшафтов в табл. 20 приведены значения уклонов. Данные таблицы получены на основании обработки продольных профилей болотных массивов различных типов и карт болот в горизонталях, на которые были нанесены границы расположения различных растительных ассоциаций и их комплексов. Некоторые из болотных массивов и профилей, по которым была проведена обработка, представлены на рис. 10, 11, 23, 29 и в приложениях I и II.

Значения среднего коэффициента фильтрации k_0 , относящегося к средней толщине ($z_0 - z$) фильтрационного слоя в деятельном горизонте, могут быть вычислены для разных микроландшафтов на основании кривых послойных значений $k_z = f(z)$. Толщины деятельного горизонта z_0 и средний уровень грунтовых вод z определяются по табл. 19.

Полученные зависимости и сделанные на основании их выводы можно численно проверить на конкретных примерах реальных болотных массивов. Это, с одной стороны, явится косвенной проверкой теоретических предпосылок, положенных в основу

Тип болотного микроландшафта	Средний уклон поверхности массива
Комплексные микроландшафты	
1) Грядово-мочажинный микроландшафт: гряды — сфагновик кустарничковый, облесенный сосной, мочажины — сфагновик пушицевый	
а) 80% гряд, 20% мочажин	0,0037
б) 70% гряд, 30% мочажин	0,0030
в) 60% гряд, 40% мочажин	0,0017
2) Грядово-мочажинный микроландшафт: гряды — сфагновик кустарничково-сосновый, мочажины — частично сфагново-пушицевые, частично сфагново-шейхцериевые	0,00125
3) Грядово-мочажинный микроландшафт: гряды — сфагновик кустарничковый облесенный сосной, мочажины — сфагново-шейхцериевые (гряд 50—55%; мочажин 50—45%)	0,00087
Моховые микроландшафты	
1) Сфагновик сосново-кустарничковый, высота древостоя 6—10 м	0,008
2) Сфагновик сосново-кустарничковый, высота древостоя до 6—8 м	0,0048
3) Сфагновик кустарничковый облесенный сосной со слабо выраженными пушицевыми мочажинами (центральные части выпуклых моховых массивов)	0,00125
4) Сфагновик кустарничково-пушицевый, слабо облесенный сосной со слабо выраженными мочажинами (центральные части выпуклых моховых массивов)	0,0008
5) Сфагновик кустарничково-сосновый с кочковатым микрорельефом, высота древостоя 4 м	0,0015
Лесные микроландшафты	
1) Сосняк кустарничковый, высота древостоя 9—13 м	0,016
2) Сосняк кустарничково-сфагновый, средняя высота древостоя 6 м	0,0085
3) Сосняк сфагново-кустарничковый, высота древостоя 4—6 м	0,005
Мохово-травяные микроландшафты	
1) Сфагново-пушицевые не облесенные с ровным или мелкокочковатым микрорельефом	0,00145
2) Сфагновик пушицевый, густо облесенный сосной, высота древостоя 4—5 м, микрорельеф кочковатый с кустарничками	0,0025

Тип болотного микроландшафта	Средний уклон поверхности массива
3) Сфагново-осоковые крайки выпуклых моховых массивов	0,0003
Травяные и лесные микроландшафты пойменных (низинных) болотных массивов	
1) Черноольшаники осоково-тростниковые, высота древостоя 12—20 м	0,00064
2) Осоковые кочкарники с редким облесением из ольхи и березы	0,00050
3) Злаково-разнотравные прибереговые (около русел) микроландшафты	0,00050

выводов, а с другой стороны — иллюстрацией применения полученных зависимостей в расчетах.

Для вычислений воспользуемся уравнением (78), в котором заменим единичный расход q_2 его выражением по уравнению (76). Тогда можем записать

$$r = \frac{2ik_0(z_0 - z)}{p} \quad (86)$$

Зависимость (86) справедлива для центрально-олиготрофных болотных массивов с правильной куполообразной формой поверхности. К такой форме поверхности и очертанию в плане сравнительно близки массивы, представленные, например, на рис. 10, а также резковыпуклый болотный массив с облесенным кольцом, входящий в систему, представленную в приложении I. Профиль такого массива дан на рис. 23 и 67. На примере таких массивов проведем расчет.

Примем из шести величин, связываемых выражением (86), четыре по фактическим данным. А именно, уклоны i и соответствующие им микроландшафты снимем непосредственно с профилей, значения среднепогодного уровня z найдем для соответствующих микроландшафтов по табл. 19. Средние значения коэффициентов фильтрации k_0 вычисляем по зависимости (69) на основании значений k_z , определяемых функцией (61). Такая зависимость средних значений k_0 от z для различных типов микроландшафтов дана на рис. 72. Толщину слоя z_0 примем равной глубине, для которой вычисляются средние значения коэффициента фильтрации k_0 .

Климатический параметр p для района расположения массивов может быть принят равным 200 мм/год, при норме осадков

около 600 мм/год и испарении с поверхности болотных массивов ~400 мм/год (см. главу VI).

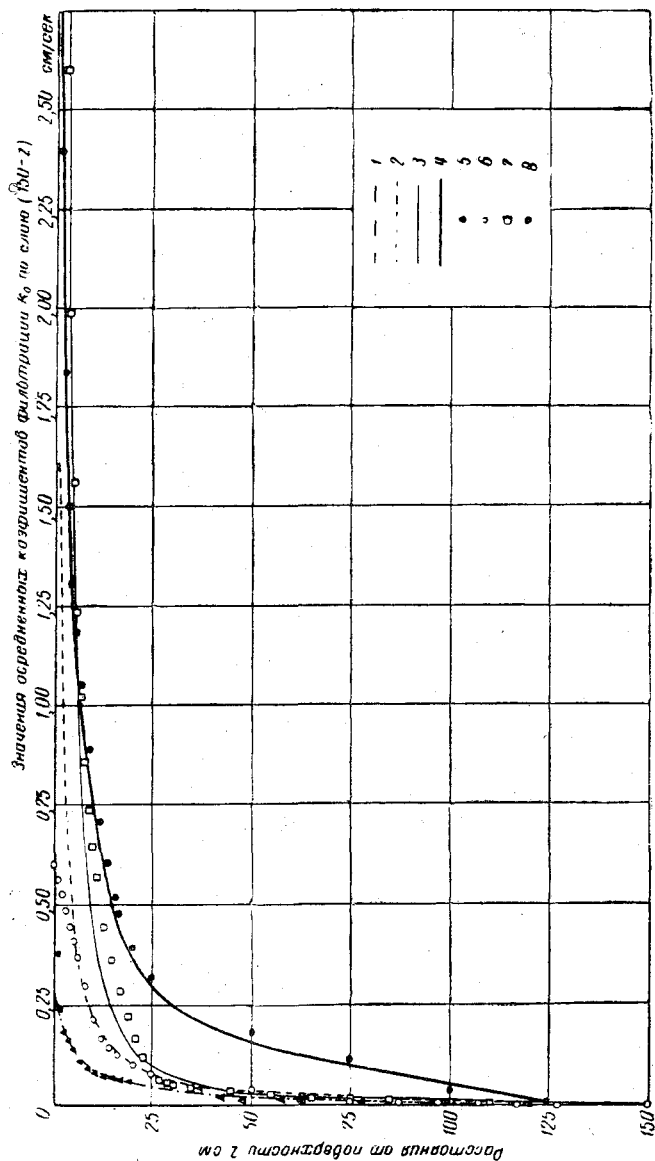


Рис. 72. Зависимость средних коэффициентов фильтрации в слое $(z_0 - z)$ от глубины z .

1 - 4 — кривые по уравнению; 5 - 8 — экспериментальные точки: 1,5 — облесенные склоны, 2,6 — грады сфагново-кустарничковые, облесенные сосной, 3,7 — сфагновый кустарничковый, облесенный сосной, 4,8 — мочажины сфагново-пушистые, градово-мочажинного комплекса.

Вычисляемой величиной является расстояние r от центра (наивысшей точки) болотного массива до данного микроландшафта.

Проведем, например, вычисление r для резковыпуклого болотного массива, в котором центральная часть занята сфагновико-кустарничковым, ближе к периферии располагаются участки формирующегося грядово-мочажинного комплекса, а последние опоясываются облесенным склоновым кольцом (приложение I — юго-восточный массив). Вычислим радиус r для облесенного склонового кольца, представленного сосняком сфагново-кустарничковым.

По табл. 19 находим среднемноголетний уровень для сосняка сфагново-кустарничкового, который равен —30 см. Толщина слоя z_0 , по которому осреднен коэффициент фильтрации k_0 , в соответствии с кривыми рис. 72 равна 150 см. Для уровня $z = -30$ см по соответствующей кривой на рис. 72 находим $k_0 = 0,04$ см/сек. Уклон i для сосняка сфагново-кустарничкового снимаем непосредственно с профиля массива (рис. 23). При этом получаем $i = 0,0061$. Подставляя все эти значения в формулу (86), получаем $r \cong 920$ м.

Фактическое среднее расстояние r от центра массива до внутренней границы сосняка сфагново-кустарничкового по профилю рис. 23 и карте болотного массива (приложение I) составляет 700 м, а до внешней 1030 м. Таким образом, полученное расчетное расстояние укладывается в фактические пределы распространения данного микроландшафта на массиве, давая некоторую среднюю величину этого расстояния.

Аналогично были вычислены расстояния в ряде других случаев и сопоставлены с фактическими расстояниями, снятыми с профилей и карт. Результаты таких расчетов показывают, что почти во всех случаях вычисленные значения расстояний достаточно хорошо укладываются между значениями расстояний до внешних и внутренних границ полос, занимаемых соответствующими типами микроландшафтов.

Если учесть, что формы и очертания реальных болотных массивов, для которых, в частности, сделаны были сопоставления, в той или иной степени отклоняются от принятой при вычислениях «идеальной» расчетной формы рельефа массива, то результаты вычислений следует признать хорошо соответствующими действительности, подтверждающими изложенную выше теоретическую схему.

§ 34. Связь между гидрологическими характеристиками и изменением рельефа болотного массива

Рассмотрим вначале простой болотный массив центрально-олиготрофного хода развития.

Предварительно представим себе, какова должна быть общая закономерность в смене микроландшафтов во времени и в пространстве на территории болотного массива при различных соотношениях между ростом массива в вертикальном направле-

нии вследствие торфонакопления и в горизонтальном направлении по мере наступания болотного массива на окружающие его суходолы. Для этого выделим три основных возможных случая роста болотного массива.

С л у ч а й 1. Болотный массив растет только в вертикальном направлении, размеры массива в плане остаются неизменными (рис. 73а). Такой случай характерен для болотных массивов, залегающих в котловинах с крутыми склонами, или для массивов с хорошей дренирующей способностью окружающих их ручьев и

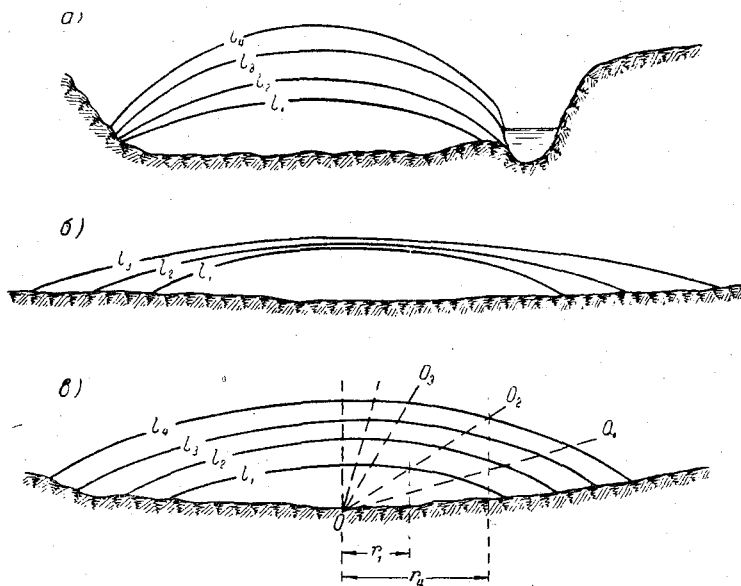


Рис. 73.

рек, ограничивающих возможность разрастания массива в плане.

С л у ч а й 2. Болотный массив увеличивается в плановых размерах путем заболачивания окружающих минеральных земель, а торфонакопление в центральных частях массива идет замедленно или почти прекратилось из-за деградации растительного покрова (рис. 73б).

С л у ч а й 3. Болотный массив увеличивается пропорционально как в плановых размерах благодаря идущему процессу заболачивания и наступанию массива на суходолы, так и в вертикальном направлении при наличии интенсивного торфонакопления (рис. 73в).

Случаи 2 и 3 развития болотных массивов характерны для районов с плоским рельефом и слабо выраженными повышениями и понижениями местности. Воды, стекающие с выпуклостей

болотных массивов на граничащие с ними суходольные пространства, вызывают процесс постепенного заболачивания ближайших участков суши, и массив увеличивается в плановых размерах.

По мере развития массива поверхности его будут последовательно представляться на разных стадиях торфонакопления очертаниями l_1, l_2, l_3 и т. д. В случае 1 (рис. 73) уклоны i поверхности во всех точках массива будут увеличиваться по мере развития массива; в случае 2, наоборот, — уменьшаться. В случае 3 уклоны в соответственных точках поверхностей на разных стадиях развития массива будут оставаться постоянными (в точках, лежащих на прямых OO_1, OO_2, OO_3 и т. д.), но приращение уклонов с расстоянием r от центра массива $\frac{di}{dr}$ по мере развития массива в каждой точке его поверхности будет уменьшаться. Все остальные случаи развития болотного массива будут, очевидно, относиться к промежуточным между тремя выделенными.

Проточность q в любой точке массива связана с уклоном поверхности i и деятельным слоем зависимостью

$$q = (z_0 - z) ki, \quad (87)$$

в которой величины $(z_0 - z)$, т. е. средняя толщина фильтрующего слоя, и k зависят от свойства растительного скелета и характеризуют последний, величина q является функцией местоположения рассматриваемой точки на массиве относительно его наивысшей точки и климатического параметра p . Величина $(z_0 - z)$ k характеризует водопрпускную способность деятельного слоя болотного микроландшафта, т. е. проточность q , при уклоне $i = 1$, и является сравнимой величиной для всех типов микроландшафтов. Назовем ее модулем проточности деятельного слоя и обозначим через M .

Любое постоянное значение M будет, очевидно, характеризовать не какой-либо один тип, а целую группу типов микроландшафтов, так как постоянство модуля еще не означает постоянства значений в него сомножителей $(z_0 - z)$ и k .

Рассмотрим случай 1 роста болотного массива (рис. 73а).

Проточность q должна оставаться в любом контуре данного радиуса r постоянной. Обозначим ее значение через q_r .

По мере торфонакопления уклоны i во всех точках поверхности массива увеличиваются, следовательно, согласно (87), модуль проточности деятельного слоя M должен в каждой точке поверхности болотного массива со временем уменьшаться обратно пропорционально уклону

$$M = \frac{q_r}{i}. \quad (88)$$

Следовательно, микроландшафты с большими модулями проточности деятельного горизонта должны постепенно, по мере раз-

вития болотного массива, сменяться на микроландшафты с меньшими модулями проточности.

Но одновременно с этим, по мере роста массива, должен увеличиваться и диапазон изменения модуля проточности между центром и периферией массива. Действительно, так как с ростом массива в вертикальном направлении и с ограниченным ростом его в горизонтальном направлении на периферии массива уклоны возрастают быстрее, а в центре при $r=0$ уклон остается все время равным нулю, то общий диапазон изменения уклонов на массиве при постоянном радиусе все время возрастает, а следовательно, возрастает и диапазон изменения модуля проточности деятельного горизонта. Это выражается в том, что на поверхности сильновыпуклых болотных массивов смена микроландшафтов и соответствующего им растительного покрова от центра к периферии массива происходит на более коротких расстояниях и в более широком диапазоне, чем на слабовыпуклых массивах. Это и наблюдается в действительности. Как указывалось в главе I, при рассмотрении различных стадий развития болотного массива наиболее резкая смена растительного покрова от центра к периферии наблюдается на стадиях резковыпуклого и плосковыпуклого массива. Наоборот, при плоском или слабовыпуклом рельефе поверхности, соответствующем III и IV стадиям развития, растительный покров в пределах территории болотного массива характеризуется значительно меньшей изменчивостью.

Теоретически в самом центре болотного массива смена микроландшафтов во времени, после того как массив перешел в стадию атмосферного питания, не должна происходить вообще, поскольку в этой точке массива q и i остаются теоретически неизменными ($q=0$, $i=0$), независимо от характера роста массива. В действительности эта смена будет иметь место, однако должна замедляться с того момента, когда центральная часть массива вышла из сферы грунтового питания и перешла в стадию атмосферного питания.

§ 35. Применение материалов аэрофотосъемки для гидрологических исследований болот

Аэрофотосъемка является современным мощным средством в гидрологических исследованиях болот.

С помощью аэрофотоснимков чрезвычайно упрощается и облегчается задача определения и изучения болотных ландшафтов. Определение типов болотных массивов, выяснение закономерностей в расположении болотных микроландшафтов по территории простых болотных массивов и систем болотных массивов, определение взаимосвязи в расположении различных болотных микроландшафтов с элементами гидрографической сети болот, наконец, изучение самой гидрографической сети болот было

бы невозможно, если для этих целей при исследовании болот не применялась бы аэрофотосъемка.

Огромным преимуществом аэрофотосъемки и ее отличительной особенностью как метода изучения ландшафтов являются неограниченные возможности в обзорности большой территории, что сразу позволяет выявлять закономерности в расположении тех или других элементов, составляющих исследуемый физико-географический объект. Неограниченные возможности в непосредственном сравнении различных болотных массивов между собой и возможности произвольного числа повторений анализа ландшафта на большом числе объектов делают этот метод исключительно плодотворным.

Аэрофотоснимок, сделанный в надлежащем масштабе, дает возможность получить представление о болотном массиве и составить его карту с гораздо большей точностью и детализацией, чем подробные наземные обследования. С помощью аэрофотоснимка удастся одновременно видеть все детали ландшафта и выявить те их взаимоотношения, которые совершенно невозможно установить при наземном изучении болот.

Кроме того, в условиях болот производство наземных геодезических съемок является особенно тяжелой и трудоемкой задачей, в то время как применение аэрофотосъемки для решения многих гидрологических задач дает возможность не прибегать к наземным обследованиям.

Использование аэрофотосъемки с целью изучения болот особенно важно для решения следующих вопросов:

1) установления типов болотных массивов (мезоландшафтов) и микроландшафтов, составляющих изучаемую систему болотных массивов;

2) составления точных типологических карт систем болотных массивов или простых болотных массивов с нанесенными границами болотных микроландшафтов и указанием их типов (см., например, рис. 32, приложения I и II);

3) построения сеток линий стекания (см. рис. 32, приложения I и II);

4) изучения болотной гидрографической сети.

Процесс работы над аэрофотоснимком, в котором выясняются все необходимые детали и признаки, характеризующие данный болотный ландшафт, называется *дешифрированием*. Дешифрирование изучаемого болотного массива основано на прямых и косвенных признаках, с помощью которых от изображений элементов ландшафта на снимке переходят к воспроизведению интересующих характеристик изучаемого объекта.

Дешифрирование аэрофотоснимков может производиться с помощью специальных, весьма сложных оптических приборов и путем непосредственного рассмотрения снимков или невооруженным глазом, или с помощью лупы и стереоскопа. В последнем случае необходимо иметь стереопары снимков.

К числу прямых дешифровочных признаков аэрофотоснимков, которыми пользуются при визуальном дешифрировании, относятся:

- 1) структура фоторисунка,
- 2) различия в густоте тона отдельных изображений на фотоснимке.

Непосредственные изображения всех элементов и деталей ландшафта на снимке представляют собой различные сочетания этих двух признаков.

Различная густота тона на аэрофотоснимках обусловлена различиями в отражательной способности природных объектов. Последняя в условиях болот в большей мере зависит от степени увлажнения различных участков и характера растительного покрова.

Изучение отражательной способности природных объектов, произведенное Лабораторией аэрометодов Академии наук СССР [22], показывает, что коэффициент отражения мокрых сфагновых мхов в 3,2 раза меньше, чем сухих. Благодаря этому более увлажненные участки на болотных массивах, на которых уровни грунтовых вод стоят близко к поверхности растительного покрова, имеют на снимках более темный тон, участки же с более низким стоянием уровней — более светлый тон. На этом основываются суждения об относительной степени увлажненности различных участков болот.

Болотные озерки, мочажины и ручьи с открытой водной поверхностью выходят на снимках в виде пятен, различных форм и размеров, и извилистых линий черного цвета (рис. 74). Участки, занятые топями различных типов, с разной степенью увлажненности и различной растительностью, изображаются темносерым фоном с гладким, полосатым, сетчатым или зернистым рисунком, имеющим часто расплывчатые границы. Наиболее светлые однотонные участки снимка, не имеющие рисунка, представляют собой менее увлажненные мохово-травяные микроландшафты.

Микроландшафты травяного типа изображаются на снимках светло- и темносерым фоном, в зависимости от периода съемки. Если съемка производилась в периоды стояния вод выше поверхности дернины травостоя, то микроландшафты дают в сравнении с моховыми темносерый фон, если же в период съемки уровни грунтовых вод оказались стоящими ниже поверхности дернины, то в сравнении с фоном моховых микроландшафтов они выходят на снимке светлосерыми.

К числу прямых дешифровочных признаков, особенно важных для установления типов болотных микроландшафтов и построения сеток линий стекания, относятся изображения на снимках комплексов моховых микроландшафтов, имеющих расчлененный микрорельеф, и изображения древесной растительности, имеющей вид рисунка зернистой структуры, при этом чем меньше размер зерен и чем реже они разбросаны по более светлому се-



Рис. 74. Аэрофотоснимок участка грядово-мочажинного болотного массива с цепью микроозерков и озером. В правой верхней части снимка видны границы болота и суходольные леса.

рому фону снимка, тем меньше размер деревьев и разреженнее древостой (рис. 74).

Комплексные грядово-мочажинные микроландшафты изображаются на снимках закономерным чередованием светлосерых и темносерых полос (рис. 74). На этих полосах часто наблюдается небольшая зернистость, что указывает на облесенность гряд.

В одних случаях светлосерые полосы могут представлять мочажины, а темносерые — гряды, когда мочажины заняты сфагново-пушицевыми ассоциациями, а гряды сфагново-кустарничково-сосновыми. В других, наоборот, мочажины изображаются темными полосами, а гряды более светлыми, например при сфагново-шейхцериевых сильно обводненных мочажинах.

Вся поверхность аэрофотоснимка на участках, занятых грядово-мочажинными микроландшафтами, представляет собой рисунок, очень напоминающий мелкосплетенную паутину из параллельных нитей. Чем мельче этот рисунок и чем чаще чередование полосок, тем, следовательно, меньше ширина гряд и мочажин и более часта их смена.

При малых уклонах и значительной проточности гряды занимают гораздо меньшую площадь, чем мочажины. В этом случае сильно обводненные мочажины представляются очень темным фоном, по которому проходят тонкие серые полосы.

Направление гряд и мочажин всегда перпендикулярно к направлению наибольшего уклона поверхности массива, т. е. к направлению линий стекания в данной точке. Это выполняется настолько точно, что, имея аэрофотоснимок грядово-мочажинных болотных массивов, можно свободно наносить по аэорисунку линии стекания, как линии, перпендикулярные к направлениям полос, представляющих гряды и мочажины. В связи с тем, что грядово-мочажинные комплексы большей частью занимают значительные площади на системах выпуклых олиготрофных массивов, построение сеток линий стекания удастся производить на основании лишь одного этого признака.

Однако как для построения сетки линий стекания, так и для определения типов болотных микроландшафтов, элементов гидрографической сети, типов простых болотных массивов и особенно систем болотных массивов приходится использовать не только прямые, но и косвенные дешифровочные признаки.

К последним относятся все известные из накопленного болотоведением опыта и теории образования и развития болотных массивов закономерности и взаимосвязи между элементами болотного ландшафта, на основании которых можно делать выводы относительно свойств и характеристик болотных массивов, но непосредственно не получающих отражения на аэрофотоснимке.

С помощью косвенных дешифровочных признаков различают, например, типы болотных микроландшафтов, получающих одинаковое изображение на аэрофотоснимках, определяют направления течений в топях и ручьях, входящих в гидрографическую

сеть болота, получают представления о рельефе болотных массивов и т. д.

Использование косвенных дешифровочных признаков вовсе не означает, что достоверность установленных с помощью их характеристик меньшая, чем при использовании прямых признаков. В каждом случае достоверность выводов, которые делаются по косвенным признакам, целиком зависит от того, насколько хорошо обоснован опытным путем и теоретически объяснен тот или другой косвенный признак.

Рассмотрим косвенные дешифровочные признаки, которые используются при построении сеток линий стекания на территориях систем болотных массивов.

Первым и основным косвенным признаком является хорошо установленный многочисленными наблюдениями и получающий некоторые теоретические объяснения факт, что направления гряд и мочажин перпендикулярны направлениям максимальных уклонов в каждой точке грядово-мочажинного микроландшафта.

Вторым косвенным признаком является расположение болотных микроландшафтов на территориях простых болотных массивов, имеющих правильную куполообразную форму. Границы отдельных микроландшафтов в этом случае, располагаясь вдоль горизонталей, перпендикулярны направлениям наибольших уклонов, т. е. направлениям стекания воды. Этот признак имеет теоретическое объяснение и подтверждается фактическими данными. Используется он главным образом при построении сеток стекания на резковыпуклых моховых массивах, имеющих облесенные склоновые кольца, которые и дают возможность ориентировать линии стекания на периферии массива.

Третьим косвенным признаком, или, вернее, группой признаков, являются болотные топи. Их форма, тип и расположение относительно выпуклых болотных массивов, составляющих систему, дают возможность судить о направлении течения как в самих топях, так и на участках, непосредственно прилегающих к ним.

Так, например, наличие топей за минеральными островами, расположенными на болоте, сразу указывает, что течение на окружающей территории идет в ту сторону, с которой расположена относительно острова топь. Остров располагается всегда выше топей, считая по направлению течения.

Топи выклинивания дают возможность судить о направлении течения по их очертанию в плане (веерообразно сходящемуся или расходящемуся) и расположению начала и конца по отношению к центру выпуклости болотного массива и его внешним границам с суходолом.

Аналогично использование в качестве косвенных признаков для определения направления стекания вод и других типов элементов гидрографической сети болот: прибреговых застойных

топей, водораздельных застойных топей, внутриболотных ручьев и т. д.

Четвертым косвенным признаком служат внешние ручьи-водоприемники стекающих с болот вод и их расположение по отношению к болотному массиву. Очень часто топи выклинивания заканчиваются вытекающими из них ручьями. Во многих случаях внешние ручьи окаймляют болото по его границе, дренируя окраины болотного массива по всему фронту. Наконец, часто наблюдаются также выходы ручьев из обширных сфагново-пушицевых окраин выпуклых грядово-мочажинных массивов. Во всех этих случаях ручьи-водоприемники дают точные ориентиры для направления линий стекания.

Детальные описания методов и практических приемов дешифрирования излагаются в специальных руководствах, поэтому здесь будут изложены лишь общие сведения.

Укажем, однако, что при практическом построении с помощью аэрофотосъемки линий стекания последние наносятся непосредственно на аэрофотопланшет легко смываемой краской. Затем накладывается калька, на которую копируются линии стекания вместе с границами болотных микроландшафтов и границами изучаемого болотного массива с суходолами. Также копируются на кальку непосредственно с аэрофотоплшета все необходимые детали, характеризующие тот или другой тип болотного микроландшафта и гидрографическую сеть болотного массива. Применяемые при этом условные обозначения по возможности приближаются к схематическому изображению микроландшафта на аэрофотоснимке. Так, например, направление полос, изображающих грядово-мочажинные микроландшафты, дается на кальке таким же, как оно выглядит на аэрофотоснимке; лесные и облесенные микроландшафты изображаются точечным заполнением площади, напоминающим зернистую структуру их изображения на аэорисунке и т. д. Лишь травяные и мохово-травяные микроландшафты изображаются в значках, применяющихся на топографических картах, так как на снимке они выглядят в виде гладкого фона, не имеющего характерного рисунка.

На рис. 84 представлен пример аэрофотоснимка участка системы грядово-мочажинных болотных массивов центрально-олиготрофного хода развития.

§ 36. Внутриболотная гидрографическая сеть и условия ее образования

Болотной гидрографической сетью называются располагающиеся на территории болотных ландшафтов ручьи, речки, озера, озерки и топи. Характер этих водных объектов в условиях болот отличен от аналогичных водных объектов суши вследствие своеобразия их происхождения, обусловленного процессом развития болотных массивов.

На специфику водных объектов, составляющих гидрографическую сеть болот, лишь сравнительно недавно впервые было обращено внимание советскими болотоведами. Этому в значительной мере способствовало также применение аэрофотосъемки для исследования болотных ландшафтов.

Вопросам изучения болотной гидрографической сети посвящены работы И. Д. Богдановской-Гиенэф [3], Е. А. Галкиной [7], Е. А. Романовой [7], [36], К. Е. Иванова [7].

Развитая болотная гидрографическая сеть наблюдается, как правило, на системах болотных массивов. На простых болотных массивах водные объекты встречаются реже и не в столь характерных формах.

Для определения условий образования на болотах различных элементов гидрографической сети рассмотрим основные типы их в соответствии с классификацией, приведенной в табл. 21. В основу этой классификации положено три главных признака:

- 1) проточность воды;
- 2) расположение элементов гидрографической сети в системе болотных массивов и приуроченность их к тем или иным частям болотных мезоландшафтов, составляющих систему;
- 3) причины образования тех или иных водных объектов.

По первому признаку все разнообразие элементов внутриболотной гидрографической сети разбивается на три группы. К первой группе относятся болотные водоемы, представляющие собой болотные озера или озерки и характеризующиеся застойной водой. Ко второй группе — водотоки, характеризующиеся проточной водой и наличием выработанного русла в торфяной залежи. К третьей группе — наиболее специфические для болот образования — топи, которые по степени и характеру проточности разделены на три подгруппы: 1) застойные топи, 2) филтрационные топи и 3) проточные топи.

Болотные водоемы представлены двумя видами характерных образований: болотными озерами и болотными микроозерками.

Болотные озера характеризуются более или менее значительными объемами заключенной в них воды и большими плановыми размерами. Площади их часто измеряются несколькими квадратными километрами, а глубины достигают более 10 м. Берега часто сложены на глубину нескольких метров из торфяной толщи, а дно — либо минеральными грунтами, подстилающими торфяную залежь, либо илом и торфяными отложениями. Такое строение озерной котловины свидетельствует о характере образования болотных озер. Большая часть болотных озер представляет собой остатки древних озерных водоемов, существовавших еще до образования болотных массивов. По мере торфонакопления вокруг озерных водоемов и образования болотных массивов первоначальные площади их частично сокращались, а уровни воды постепенно поднимались вместе с подъемом торфяных берегов. Поэтому глубины современных болотных озер довольно значи-

Классификация элементов гидрографической сети на болотах (по Е. А. Романовой)

I. Водоемы	Озера Микроозерки	с открытой водной поверхностью зарастающие сплавиной склоновые контактные
II. Водотоки	Реки и ручьи с открытым руслом Реки и ручьи с зарастающим руслом	
III. Топи	Застойные Фильтрационные	водораздельные прибереговые грядово-мочажинные грядово-озерковые
	Топи выклинивания Протоочные	веерообразно расходящиеся или с рассредоточивающимся потоком веерообразно сходящиеся к водоприемнику или с сосредоточивающимся потоком топи от минеральных островов топи транзитные
		на контакте болота с суходолом в прибереговых ложбинах внутри болотных систем между выпуклыми болотными массивами

тельны, а уровни воды обычно сильно приподняты над окружающими болотные массивы суходольными берегами. Иногда такие озера расположены в центре выпуклости современных болотных массивов. Отсутствие путей для стока воды, кроме фильтрации через торфяную залежь, создает условия, при которых, несмотря на отсутствие водосбора у озера и наличие лишь атмосферного питания от осадков, выпадающих на площадь самого озера, уровни воды поддерживаются на высоте 5—8 м над периферией болотных массивов.

На сложных болотных системах озера располагаются на склонах массивов или на контакте двух или нескольких болотных массивов. Примеры такого расположения озер мы находим в системах, представленных в приложении II. В этом случае питание болотных озер идет как за счет стока в них вод с более возвышенных участков болотных массивов, так и за счет атмосферных осадков, выпадающих на площади самих озер.

Водная поверхность болотных озер часто покрыта плавающими моховыми сплавами, занимающими иногда большую часть площади озера. Наличие на поверхности озера сплавины свидетельствует о процессе постепенного зарастания озера. Но в то же время очень часто встречаются болотные озера с совершенно открытой водной поверхностью. Поэтому болотные озера разделяются в рассматриваемой классификации на озера с открытой водной поверхностью и на озера, зарастающие сплавиной.

Микроозерки являются водными объектами на болотах, происхождение которых связано с современным рельефом систем болотных массивов и фильтрационным движением воды в деятельном горизонте. Об этом прежде всего свидетельствует расположение микроозерков на болотных системах. Располагаются микроозерки, как правило, в местах, в которых приток воды со склонов вышерасположенных участков болотных массивов не компенсируется столь же интенсивным стеканием вод, т. е. на участках с затрудненным стоком. Результатом является повышенное стояние уровней воды на этих участках в течение всего года, вызывающее деградацию и постепенную гибель растительного покрова от застойного переувлажнения.

Микроозерки располагаются либо на склонах пологовыпуклых болотных массивов, либо вдоль линий контакта двух соседних выпуклых массивов, часто представляющих собой место понижения рельефа поверхности болота наподобие седловин (см. приложение I и II).

При расположении на склонах массивов микроозерки приурочены, как правило, к линиям перелома уклонов поверхности болота, где имеет место резкое изменение характеристик (1, 2), определяющих проточность, и изменяются условия стекания.

В обоих случаях микроозерки располагаются на массиве большими группами, включающими десятки и иногда сотни озерков. Участки, покрытые микроозерками, представляют собой

в плане своеобразные полосы, вытянутые или вдоль линий контактов выпуклых массивов, или вдоль горизонталей на склонах в местах перелома уклонов.

Сопоставление расположения участков, занятых микроозерками, с направлениями линий стекания показывает, что в одних случаях цепи микроозерков приурочены к местам разрывов непрерывности сетки линий стекания, т. е. к тем местам, где либо сходятся встречные фильтрационные потоки, либо линии токов одного потока подходят к другому потоку под большим углом. Это хорошо видно, например, в приложении I, в котором два грядово-мочажинных массива разделяются полосой в виде изогнутой дуги из множества микроозерков, идущей по линии контакта двух встречных потоков. Микроозерки, располагающиеся на линиях разрыва непрерывности потока, логично названы *контактными микроозерками*, что подчеркивает причину их возникновения.

Микроозерки, располагающиеся на склонах вдоль линий перелома уклонов поверхности, названы в классификации (табл. 21) *склоновыми*.

Внутриболотные водотоки, как и водоемы, представляют собой либо заторфовывающиеся и постепенно зарастающие ручьи и речки, существовавшие еще до образования современных болотных массивов, называемые *первичными*, либо ручьи и речки, происхождение которых относится ко времени вступления болотных массивов в поздние стадии развития и связано с выработкой болотными массивами собственного рельефа, называемые *вторичными*. Наличие внутриболотных водотоков особенно характерно для болотных макрорландшафтов. На простых, изолированных, выпуклых болотных массивах ручьи и речки встречаются сравнительно редко, и то лишь на массивах больших размеров.

Первичные речки и ручьи обычно отделяют друг от друга болотные мезоландшафты, составляющие макрорландшафт. По мере развития соседних болотных массивов берега и дно ручьев, протекавших вначале в минеральных грунтах, заторфовывались, отметки берегов повышались и русла ручьев с течением времени оказывались проходящими целиком в торфяных отложениях. Высота расположения современного торфяного дна таких ручьев над минеральным грунтом зависит от длительности процесса заболачивания, но обычно она невелика — не превышает 1,5—2,0 м.

Вторичные речки и ручьи являются результатом формирования современного рельефа на системах болотных массивов. Они обычно связаны либо с внутриболотными водоемами — озерами, либо с топами, из которых берут свое начало; протекая далее по болоту, они постепенно теряются в моховом покрове или выходят на периферию болота, когда их русло является продолжением веерообразно сходящихся топей выклинивания. Воды, фильтрующие по этим топам, собираются постепенно в одно

русло и далее отводятся к границам болотного массива. Продолжением этих речек часто служат ручьи-водоприемники с руслом, выработанным в минеральных грунтах (см. приложение I и II).

Течение воды в болотных ручьях вторичного происхождения, как правило, очень медленное, расходы, протекающие по ним, невелики вследствие незначительных размеров водосборной площади и малой дренирующей способности русла, глубины которого обычно не превосходят 1,5—2,0 м. Лишь в редких случаях на очень крупных системах болотных массивов глубины внутриболотных речек достигают 3—3,5 м при ширине русла до 10 м.

Возникновение внутриболотных речек вторичного происхождения всегда связано с переобводненными участками болотных массивов, где вода, благодаря недостаточному отводу путем фильтрации, в значительном количестве в периоды весеннего половодья стекает по поверхности и постепенно вырабатывает русло. В этом отношении характерны встречающиеся вторичные ручьи на сильно обводненных грядово-мочажинных комплексах. Русло их вырабатывается в перпендикулярном направлении к грядам, а сами гряды на начальных стадиях образования таких ручьев создают перепады, через которые переливается вода.

Как первичные, так и вторичные болотные ручьи и реки разделяются по современному состоянию их русла. В одних случаях русло болотных ручьев имеет открытую водную поверхность, в других — часть русла бывает покрыта сверху сплавиной, иногда перекрывающей ручей от берега до берега. Такие ручьи часто на большом протяжении текут под моховым покровом, лишь местами выходя на дневную поверхность. При значительной толщине сплавины (более 1 м) и большом пространственном ее развитии над руслом такие ручьи приближаются по своему характеру к естественным, погребенным в торфе дренам.

Топи являются наиболее своеобразными образованиями, присущими исключительно болотным ландшафтам.

Топями называются сильно переувлажненные участки болотных массивов, характеризующиеся разжиженной торфяной залежью, постоянным или периодическим высоким стоянием уровня воды и непрочной и рыхлой дерниной растительного покрова. Участки болот, занятые топами, в равной мере могут рассматриваться как элементы гидрографической сети болот и как особые типы болотных микроландшафтов с присущей им растительностью, микрорельефом, водопроводимостью деятельного слоя и другими свойствами. Большое разнообразие в условиях образования топей обусловило и значительное количество различных типов их. В классификации Е. А. Романовой (см. табл. 21) выделяются лишь главные типы, присущие системам выпуклых болотных массивов центрально-олиготрофного хода развития.

Все типы топей можно разделить на топи застойного характера, на топи, характеризующиеся фильтрационным движением

воды как в растительном слое, так и в толще торфяной залежи, и на топи проточные, характеризующиеся периодическим движением воды поверх растительного покрова (в периоды максимального увлажнения болотных массивов).

Застойные топи первого типа возникают на плоских центральных плато выпуклых болотных массивов, где они часто занимают значительные пространства. Эти топи представляют собой обширные участки, достигающие иногда нескольких сот гектаров, покрытые рыхлой непрочной дерниной с разреженным травостоем, распределяющимся по поверхности топей пятнами. Местами на них может наблюдаться полная деградация растительного покрова. В таких местах поверхность топей представляет собой оголенную торфяную залежь, чередующуюся с озерами с открытой водной поверхностью. Поскольку эти топи приурочены к наивысшим точкам болотных массивов, их называют *водораздельными*.

Другой тип застойных топей характерен для бессточных окраин болотных массивов. В противоположность первым топи этого типа имеют более или менее значительный водосбор в пределах болота. Питание их идет главным образом за счет вод, стекающих по склонам болотных массивов к окраинам. При отсутствии ручьев-водоприемников, на границах болота с суходолами образуются значительные скопления застойной воды, имеющие часто открытую водную поверхность с разреженным травостоем. Топи этого типа по классификации Е. А. Романовой называются *прибереговыми* (рис. 75).

Топи с фильтрационным движением воды характерны для участков болотных массивов, имеющих уклон. Они приурочены или к склонам выпуклых болотных массивов, или к центральным, наиболее пониженным полосам в массивах долинного залегания, имеющих общий уклон вдоль долины (при периферически-олиготрофном ходе развития массивов). Такие топи представляют собой наиболее увлажненные участки грядово-мочажинных комплексов и не имеют принципиального отличия от последних по условиям своего образования. Для них также характерен сильно расчлененный микрорельеф: чередование гряд с сильно обводненными мочажинами или озерами, вытянутыми перпендикулярно направлению наибольшего уклона. Проточность воды в таких топиях зависит от фильтрационной способности гряд, представляющих преграды для свободного стекания воды в направлении склона. Изучение характера расположения этих топей на болотных массивах показывает, что они образуются либо на террасовидных склонах выпуклых массивов, на участках с уменьшенными уклонами, либо на весьма пологих склонах грядово-мочажинных массивов и длинных шлейфах на окраинах болотных систем. В обоих случаях образование их связано с местными понижениями в рельефе склонов массивов, при которых фильтрационный поток концен-

трируется на полосах с пониженными отметками поверхности и меньшими уклонами, чем окружающая территория. Это особенно хорошо видно, если анализировать расположение этих топей на картах болотных массивов с нанесенными сетками линий стекания (рис. 76, приложение II). Они начинаются там, где имеет место резкое схождение линий стекания и, следовательно, усиленный приток с окружающих склонов болотного массива. Фльтрационные топи разделяются на *грядово-мочажинные* и *грядово-озерные*.

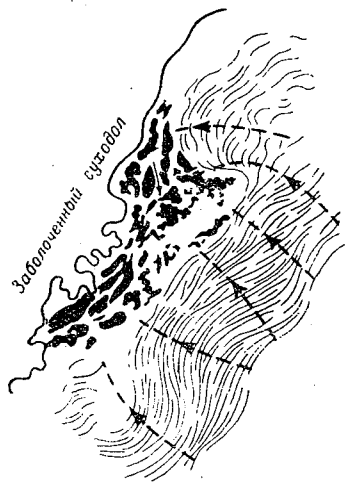


Рис. 75. Прибереговая застойная топь на границе крупного грядово-мочажинного массива с суходолом.

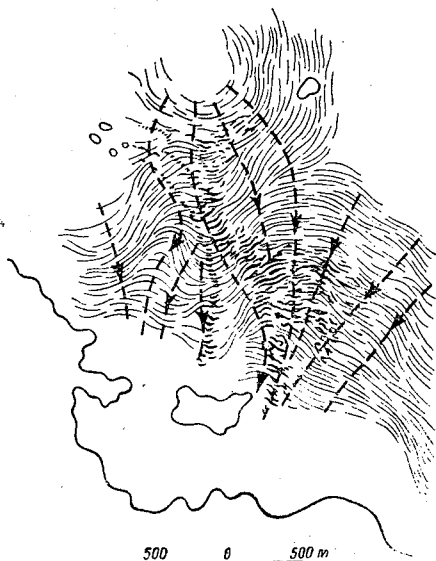


Рис. 76. Грядово-мочажинные топи на склоне грядово-мочажинного болотного массива.

В грядово-мочажинных топях мочажины не имеют открытой водной поверхности и покрыты рыхлой дерниной из сфагновых мхов с редким травостоем. Вода стоит у поверхности и выше поверхности мохового покрова в течение всего года. Площадь, занимаемая грядами, значительно меньше, чем площадь мочажин.

Грядово-озерные топи имеют чередование гряд и мочажин с открытой водной поверхностью. Мочажины представляют озерки глубиной от 1,5 до 2,0 м, вытянутые перпендикулярно уклону. Длина их колеблется в больших пределах, достигая сотен метров, а ширина равна 5—8 м.

Проточные топи по характеру своего образования делятся на топи выклинивания, топи, образовавшиеся за минеральными островами, расположенными на склонах болотных массивов, и топи транзитные.

Для всех типов проточных топей является характерным периодическое стояние уровней воды выше поверхности растительного покрова (мохового и травяного ярусов) и наличие периодического поверхностного течения воды. Вследствие этого проточные топи, в противоположность топям застойного и фильтрационного типов, являются путями усиленного стекания вод с болотных массивов, представляя собой своеобразные водотоки без сформированного русла.

Топями выклинивания называются проточные топи, образовавшиеся на склонах выпуклых болотных массивов за счет концентрации притока вод, обусловленной рельефом поверхности массива. Расположение их в еще большей степени, чем для грядово-мочажинных фильтрационных топей, характерно для мест схождения линий стекания (см. приложение I и II).

Следует предположить, что водное питание топей выклинивания идет как за счет фильтрационного потока в деятельном горизонте болотных массивов, так и за счет фильтрации воды из более глубоких горизонтов торфа при наличии прослоек повышенной водопроницаемости поверх сильно разложившихся горизонтов торфа. Причиной концентрации обоих фильтрационных потоков, очевидно, следует считать резкие местные понижения в рельефе массива и образование естественных кривых депрессий поверхности грунтовых вод.

Движение воды в топиях выклинивания осуществляется главным образом путем фильтрации в верхних, крайне рыхлых и обладающих весьма высокой водопроницаемостью слоях деятельного горизонта. Поверхностное течение в них, если и наблюдается, то в короткие периоды времени при высоких весенних половодьях.

По своей форме и очертаниям потока в плане топи выклинивания резко разделяются на два характерных типа: топи с расходящимся потоком от области выклинивания (рис. 77б) и топи с веерообразно сходящимся потоком при наличии широкого фронта выклинивания с рядом источников (рис. 77а). На массивах, представленных в приложениях I и II, встречаются те и другие виды топей выклинивания.

Топи с расходящимся потоком постепенно теряются по направлению фильтрации вод, благодаря рассасыванию концентрированного потока воды в деятельном горизонте окружающих микроландшафтов. Напротив, топи веерообразно сходящиеся, благодаря концентрации фильтрационного потока, постепенно переходят в русловой поток и оканчиваются большей частью ручьем. Веерообразно сходящиеся топи, идущие к границам болота, являются обычно непосредственным источником питания ручьев-водоприемников. В некоторых случаях веерообразно сходящиеся топи впадают во внутриболотные водоемы — озера и озерки вторичного происхождения.

Транзитные топи (или полосы стекания по терминологии, предложенной И. Д. Богдановской-Гиенэф) представляют собой

плоские торфяные ложбины большой протяженности, расположенные внутри болотных систем между выпуклыми болотными массивами или вдоль их окраин на контакте с суходолами и направленные вдоль общего уклона болотной системы. Транзитные топи характерны для систем болотных массивов водораздельно-склонового залегания. Водное питание транзитных топей идет за счет фильтрации вод с прилегающих болотных массивов и за счет транзитного потока вод от впадающих в болотный массив ручьев с вышерасположенных суходольных берегов. Транзитные топи, расположенные внутри болотных систем, в большинстве случаев представляют собой заторфовавшиеся и заросшие первичные речки и ручьи, поскольку в нижних горизонтах торфяной

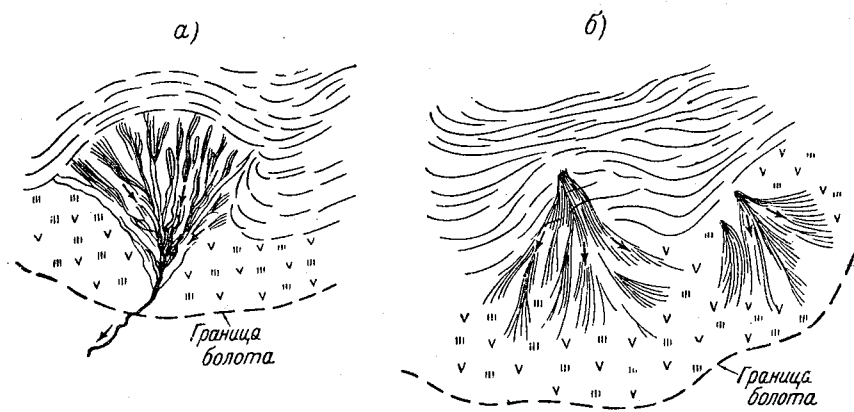


Рис. 77. Формы очертания в плане топей выклинивания:
 а — веерообразно сходящиеся топи, б — веерообразно расходящиеся топи.

залежи встречаются сапропелевые прослойки. Места расположения современных проточных топей в системе бывают часто сдвинуты на значительное расстояние относительно русла первичного ручья, что является следствием неравномерного торфо-накопления в болотных массивах, окружавших первичный ручей, и постепенного оттеснения ложбины в сторону от первоначального русла. Почти как правило, транзитные топи заканчиваются ручьями или речками с открытой водной поверхностью, впадающими во внешние водоприемники.

Контактные с суходолом транзитные топи окружают выпуклые болотные массивы по их периферии. Они представляют собой также заторфованные и слабо выраженные ложбины стока с периодическим поверхностным движением воды в весеннее время. Для контактных топей характерно наличие среди них ручьев или рек, а также произрастание вдоль них древесной растительности: березы, ольхи. Оба вида транзитных топей представлены в системе болотных массивов в приложении I.

Топи, образующиеся на склонах болотных массивов за минеральными островами, представлены на рис. 78.

Характер происхождения этих топей в настоящее время наименее ясен. Такие топи наблюдаются как за островами, сложенными глинистыми, слабо проницаемыми грунтами, так и за островами из песчаных, хорошо водопроницаемых отложений. Поэтому следует, повидимому, полагать, что они образуются вследствие измененного состава растительности за минеральными островами, благодаря минерализации фильтрующих через грунты острова вод, и дренирующего действия на торфяную залежь таких островов, если они сложены песчаными, хорошо

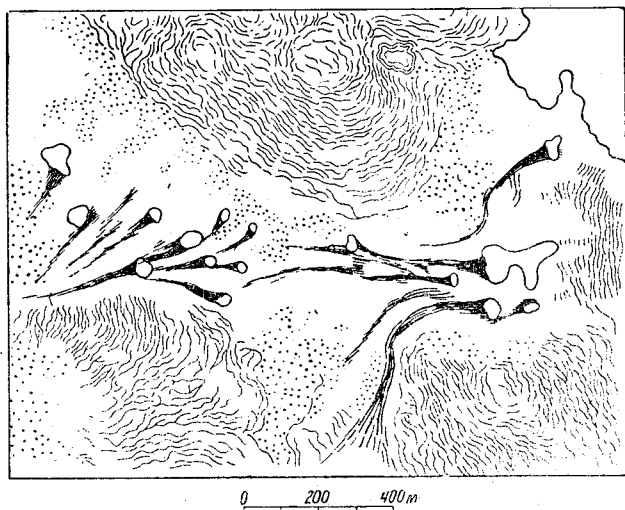


Рис. 78. Топи за минеральными островами на болоте.

водопроницаемыми грунтами. Последнее выражается в том, что остров, сложенный песчаными грунтами, обладающими значительно большими, чем торф, коэффициентами фильтрации, концентрирует фильтрационный поток в торфяной залежи и создает за собой полосу усиленного увлажнения и повышенной проточности. Наличие за минеральными островами мезотрофной или евтрофной растительности создает повышенную водопропускную способность деятельного горизонта на этих участках. Они дренируют прилегающие территории моховых микроландшафтов и служат полосами концентрированного отвода вод из болотного массива.

Генезис поверхностной болотной гидрографической сети, как и внутризалежной водной стратиграфии торфяников, изучен еще очень мало, чтобы можно было делать достаточно обоснованные общие выводы о характере образования поверхностных и внутризалежных водотоков и водоемов.

Однако анализ типологических карт болотных массивов и аэроснимков с болот с нанесенными сетками линий стекания весьма убедительно показывает, что образование современной поверхностной гидрографической сети на болотах тесным образом связано с формой рельефа болотных массивов и их систем и с различиями в водопропускной способности деятельного горизонта в различных микроландшафтах. Образование различных типов топей, микроозерков и вторичных озер и водотоков следует, повидимому, рассматривать в тесной зависимости от формы фильтрационного потока, степени концентрации или расхождения его и изменения проточности на различных участках болотного массива.

Следует отметить, что этот вопрос почти еще не разработан и подлежит дальнейшим исследованиям.

ГЛАВА V

СТОК С БОЛОТ И МЕТОДЫ ЕГО РАСЧЕТА

§ 37. Из истории вопроса

Сток с болотных массивов является одним из тех вопросов в гидрологии болот, который привлек давно внимание гидрологов. Интерес к болотам с этой точки зрения возник среди русских географов, гидрологов и гидротехников еще во второй половине прошлого столетия, когда в связи с работами экспедиции И. И. Жилинского по исследованию и осушению болот Белорусского Полесья разгорелась дискуссия о гидрологической роли болот, которая, в сущности, была посвящена вопросу о влиянии болот на речной сток.

Следует отметить, что этот вопрос оставался открытым в течение долгого времени; по этому поводу высказывались самые различные мнения.

Так, например, С. Н. Никитин, возглавлявший гидрогеологическую часть экспедиции по исследованию источников главных рек Европейской России, организованной в 1894 г., в отчетах экспедиции указывал на положительную роль болот в водном питании рек. С. Н. Никитин считал, что торф способен удерживать в себе большие количества воды и одновременно обладает достаточной водопроницаемостью. На основании этого он делал вывод, что осушение болот, предпринятое в значительных размерах, может уменьшить водоносность рек, особенно в летнюю межень, и даже привести к катастрофическим последствиям. К этому мнению в 1901 г. присоединился Н. И. Максимович.

Противоположный взгляд на характер стока с болот высказывал еще в 1914 г. Е. В. Оппоков [28]. Он считал, что торф, обладая наибольшей влагоемкостью из всех пород грунта, большой испаряющей способностью и очень малой водопроницае-

мостью, расходует заключающуюся в нем воду главным образом на испарение и весьма мало отдает воды на питание рек. Главным источником грунтового питания рек Е. В. Оппоков считал песчаные водоносные грунты, что же касается торфяных грунтов, то роль их в грунтовом питании рек, по его мнению, ничтожна. В подтверждение последнего Е. В. Оппоков приводил, в частности, наблюдавшееся пересыхание рек с болотными водосборами в Белорусском Полесье и Черниговской губ. Особенно большое значение в водном балансе болот Е. В. Оппоков придавал испарению, которое, по его мнению, в условиях болот весьма велико, благодаря высокой транспирационной способности специфической болотной растительности.

Длительное существование противоположных взглядов относительно роли болот в стоке рек являлось следствием отсутствия непосредственных и систематических наблюдений над стоком с болот.

Не была также изучена и физическая сторона явлений движения воды в естественных болотных массивах. Единственным материалом, на основании которого строились заключения о гидрологической роли болот, были наблюдения над уровнями и расходами воды в больших реках, бассейны которых имели различный процент заболоченности.

Если обратиться к современной гидрологической литературе, то легко убедиться, что вопрос о гидрологической роли болот остается попрежнему не вполне ясным и до конца не решенным. Можно указать на ряд работ, в которых гидрологическая роль болот оценивается по-разному. Так, например, М. А. Великанов, касаясь вопроса влияния болот на сток, пишет, что «гидрологическая роль водораздельных болот, а также болот в верховьях речных бассейнов сводится к задержанию стока как поверхностного, так и грунтового. Но паводки снеговые и дождевые скатываются по таким болотам при некотором уклоне сравнительно легко, меженнее же питание реки ослабляется, так как болото всасывает в себя — иногда с довольно значительной глубины — грунтовые воды и скупо отдает их стоку. Роль болот для питания реки поэтому вообще отрицательна» [4].

Б. В. Поляков считает, что «болота уменьшают годовой сток, но увеличивают летний сток среднего года. В засушливые годы болота не могут поддерживать грунтового стока потому, что они пересыхают, и бассейны с минеральными грунтами сохраняют в засухи лучше грунтовый сток, чем болота» [31].

Л. К. Давыдов, на основании анализа влияния физико-географических условий на колебания водоносности рек, приходит к выводу, что наличие болот в бассейнах рек «мало влияет на величину среднегодового стока» [9].

В. Д. Лопатин высказывает мнение, что «болото как накопитель и регулятор стока весенней снеговой воды не имеет значения».

Наиболее полные сравнительные исследования фактических данных наблюдений над стоком в малых речных бассейнах с различной степенью заболоченности были произведены А. Д. Дубахом [8]. Но и его выводы в этом отношении недостаточно определены и касаются главным образом внутригодового распределения стока с заболоченных водосборов.

Необходимо заметить, что во многих случаях заключения о влиянии болот на сток рек делаются без достаточного учета климатических особенностей различных географических районов и свойственных им типов болот. При этом выводы и наблюдения общего характера, сделанные для болот какого-либо одного физико-географического района, без достаточных оснований часто приписываются вообще болотам.

Так, например, проф. Б. В. Поляков, говоря о том, что болота в засушливые периоды не могут поддерживать стока, объясняет это пересыханием болот. Этому же мнению придерживается и А. В. Огиевский [29]. Однако пересыхание болот наблюдается лишь в южных районах Европейской территории СССР, в частности на Украине, при мелкозалежных болотных массивах. В районах же лесной таежной зоны, где степень заболоченности наибольшая и болота представляют на междуречьях и водоразделах часто господствующий по занимаемой ими площади тип ландшафта, пересыхания болот не наблюдаются. При средних глубинах торфяных залежей в 5—6 м уровни грунтовых вод опускаются в летнюю межень в большинстве микроландшафтов не более чем на 30—40 см от поверхности болота. Несмотря на это, сток в летнюю межень с этих болот прекращается, свидетельствуя о том, что причиной прекращения стока с болот вовсе не является пересыхание болот.

В то же время неправильно было бы считать, что в режиме стока с болотных массивов различных типов в различных климатических районах нет ничего общего. Общий характер режима стока с естественных болот остается, повидимому, одинаковым, различаясь лишь в количественных показателях. К этому заключению приводит анализ условий формирования стока на болотах, если основываться на известных нам в настоящее время водных свойствах торфяных залежей естественных болотных массивов.

§ 38. Постановка задачи об определении стока с болотных массивов

Суждения о величине стока с некоторого водосбора обычно составляют по расходам, измеренным в замыкающем створе реки.

Изучая сток с речного бассейна по гидрографу замыкающего створа, можно выделить в общей величине стока составляющие его доли грунтового, дождевого и снегового питания. При этом каждая из названных составляющих представляет собой всегда

суммарное количество воды, поступающее в водоток от данного вида питания. Этот путь измерения и анализа формирования стока не может быть применим тогда, когда требуется определить количество стекающей воды с некоторой части земной поверхности, не имеющей замыкающего створа, в котором была бы возможность определять сток. Если не связывать понятие о стоке с понятием водосбора, то необходимо решать задачу об определении стока с некоторой заданной площади земной поверхности в пределах произвольно заданного контура.

К таким случаям следует отнести задачу изучения стока с болотных массивов.

В самом деле, для того чтобы составить представление о болотах как о гидрологическом объекте, нам нужно прежде всего оценить их водный баланс и изменение его составляющих (прихода влаги, испарения, стока и запаса влаги в массиве) во времени. Но для этого нужно рассматривать водный баланс территории, представленной болотным массивом. Если сток с болотных массивов определять обычным гидрометрическим методом, то можно сразу же встретиться с трудно преодолимым методическим препятствием, заключающимся в том, что для измерения стока нужен водоток и замыкающий створ, который отражал бы сток с исследуемой территории. Однако подавляющее большинство болотных массивов водораздельного залегания имеет выпуклую и часто куполообразную форму поверхности, благодаря чему стекание воды с них идет от центра к периферии массива и далее на минеральные земли расходящимся фильтрационным потоком. Ручьи, берущие начало на выпуклых болотных массивах, не имеют, как правило, водосбора в обычном смысле слова, а собирают воды с небольшой площади массива, определяемой пределами распространения дренирующего влияния их. Остальная же часть влаги стекает с болотного массива к его границам не русловым потоком, а путем фильтрации по деятельному слою. Поэтому на выпуклых водораздельных болотных массивах для измерения стока с них в редких случаях можно пользоваться обычными гидрометрическими методами.

При котловинном залегании болотного массива сток с него обычно сосредоточивается в одном или нескольких руслах. Если поверхность болотного массива имеет при этом выпуклую форму, то линии его фильтрационных токов будут направлены от точки максимальной высоты к границам массива; сюда же будут стекать воды с минеральных склонов котловины, окружающих массив. Вода, скапливающаяся в этом случае на границах массива с суходолами, будет стекать вдоль границы болотного массива, образуя полосы топей (часто с открытой водной поверхностью) и ручьи, по которым идет стекание воды во внешние водоприемники.

Располагая створы на вытекающих из болота ручьях вблизи от границ болотного массива, можно измерять сток обычными гидрометрическими способами. Но водосбор такого ручья уже

не представляет собой только болотный водосбор, а является смешанным, в котором, как правило, значительная часть площади занята минеральными грунтами. Аналогичное положение можно встретить на пойменных болотах, в долинах рек или на болотах, залегающих на дне долин без речного русла. Во всех этих случаях при попытках измерить сток с болотного массива, например по разности расходов в двух створах реки, будут иметь место те же недостатки в методике: наличие в водосборе значительных по площади участков с минеральными незаболоченными грунтами.

Таким образом, измерение стока с болотных массивов гидрометрическим путем может оказаться возможным лишь в редких случаях.

Отсюда вытекает, что изучение стока с болотных массивов не может основываться на применении только обычных методов речной гидрометрии, которые в данном случае могут играть больше вспомогательную, чем основную роль, а должно идти и другими путями, основанными на изучении условий движения воды в болотных массивах.

Измерение стока с водораздельных болотных массивов гидрометрическим методом, т. е. путем определения расходов воды в русле, иногда оказывается легче осуществимо на системах выпуклых болотных массивов, чем на отдельном изолированном массиве. Образующиеся на контактах двух или нескольких выпуклых болотных массивов проточные топи и ручьи, питающие внешние ручьи-водоприемники и вытекающие из систем болотных массивов, часто имеют достаточно хорошо выраженный водосбор внутри системы болотных массивов. Площади таких водосборов ограничиваются водоразделами, проходящими по наиболее высоким точкам смежных выпуклых массивов и могут быть легко выделены на основании топографической съемки или аэрофотосъемки болот. В этом случае мы можем измерять сток с чисто болотного водосбора. Хотя водосборы такого характера являются разнородными по типам входящих в них болотных массивов, все же изучение их весьма ценно с точки зрения установления нормативов стока с полностью заболоченных площадей, занятых разными типами микроландшафтов.

Преимуществом методики исследования стока с водосборов систем болотных массивов является возможность подыскания разных по площади водосборов, причем в условиях крупных болотных систем водораздельного залегания площадь их может достигать нескольких десятков и более квадратных километров.

§ 39. Данные наблюдений над стоком с болотных массивов и заболоченных речных водосборов

Данные по стоку с болот и речных бассейнов, площадь которых целиком занята болотным ландшафтом, чрезвычайно ограничены. Приводимые обычно сведения относятся лишь к частично

заболоченным бассейнам, с заболоченностью не более 50—60%. При этом, как отмечает А. Д. Дубах, только по некоторым бассейнам имеется вполне доброкачественный материал наблюдений.

К большим недостаткам большинства имеющихся данных для выводов о величинах стока с болот следует отнести нерегулярность и отрывочность наблюдений и в значительной мере случайность в выборе водосборов, на которых производились измерения.

В результате полученные данные, как правило, относятся не к болотным системам определенного типологического состава или к отдельным простым болотным массивам, а к бассейнам смешанного типа, в которых болотами занято от 0 до 60% площади всего бассейна, а остальную часть занимают суходольные площади.

Для оценки величины стока с болотных массивов и распределения его во времени рассмотрим наиболее характерные результаты наблюдений, производившиеся в последние годы на двух болотных гидрологических станциях гидрометслужбы. Одна из них расположена на системе выпуклых болотных массивов центрально-олиготрофного хода развития (см. приложение I), вторая — на изолированном простом болотном массиве котловинного залегания (см. рис. 29).

Рассмотрим вначале водосборы первой станции. Общая площадь системы болотных массивов составляет приблизительно 85 км², причем 40% площади занято грядово-мочажинными комплексами различных степеней увлажненности, 35% — мохово-травяными массивами, местами со слабо выраженным грядово-мочажинным микрорельефом, 11% — мохово-травяными ассоциациями (периферийные участки выпуклых моховиков), 7% — проточными топиями с комплексом сфагново-нитевидно-осоковых + сфагново-бутыльчато-осоковых + топяно-осоковых ассоциаций. Остальная площадь (7%) занята участками лесных болот.

На карте болотной системы (рис. 79) выделено три основных водосбора: I — центральный, весь сток с которого отводится ручьем № 1, II — восточный, сток с которого поступает в ручей № 2, являющийся восточной границей болота, и III — западный, сток с которого поступает и отводится девятью ручьями.

Для регулярных наблюдений над стоком были выбраны центральный и восточный водосборы болота, с которых сток собирается в одно русло выше створа 2. Западный водосбор, как видно из рис. 79, в этом отношении является неблагоприятным, так как, помимо рассредоточенности стока между значительным числом ручьев-водоприемников, часть стекающих вод не захватывается ручьями и поступает с массивов непосредственно на окружающие суходольные территории, отметки которых ниже поверхности болота. Водосборы же отдельных ручьев, вследствие куполообразной выпуклости грядово-мочажинного массива, здесь выделить невозможно.

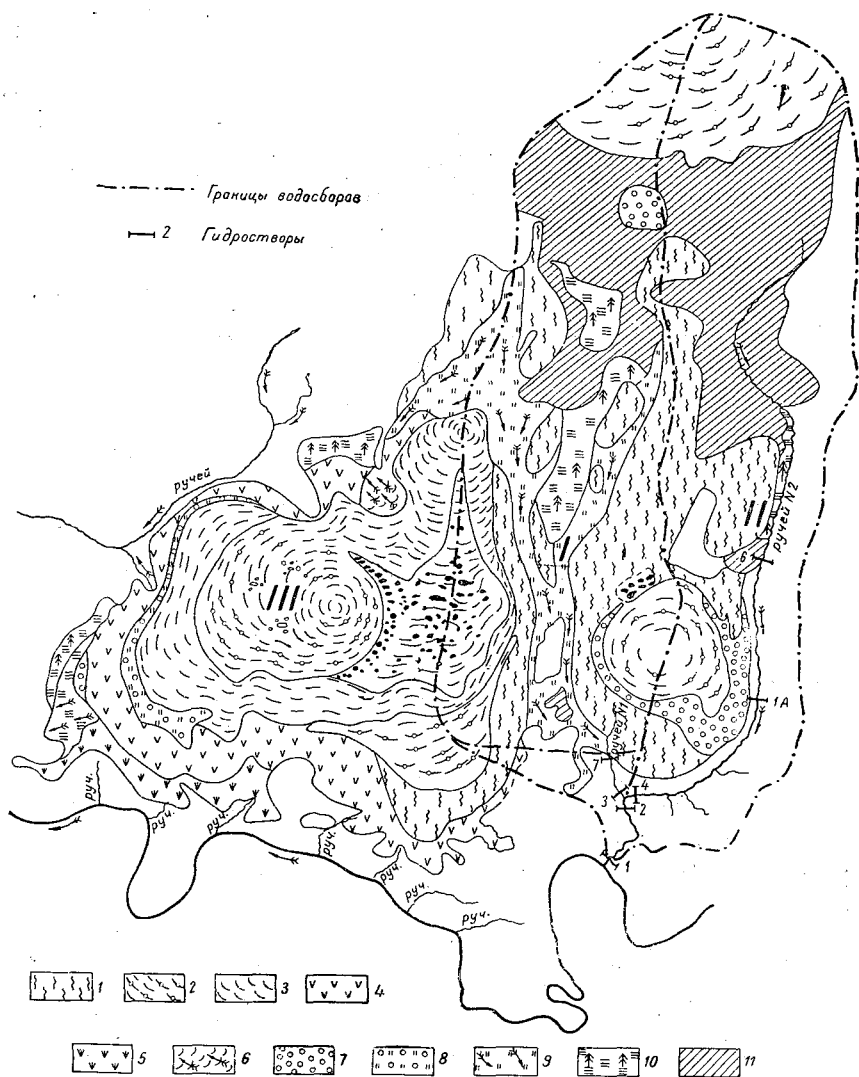


Рис. 79. Водосборы системы выпуклых болотных массивов различных типов.

1 — сфагново-пушицевые массивы, 2 — грядово-мочажинный микроландшафт (комплекс сфагново-кустарничково-сосновый с пушицево-сфагновыми или сфагново-шейхцериевыми пятнами по понижениям), 3 — грядово-мочажинный микроландшафт (комплекс сфагново-пушицевых ассоциаций на грядах и сфагново-шейхцериевых — в мочажинах), 4 — сфагново-бутылчато-осоковые ассоциации, 5 — сфагново-нитевидно-осоковые ассоциации, 6 — проточные топи выклинивания с грядово-мочажинным комплексом, 7 — сфагново-кустарничково-сосновый комплекс, 8 — сосняк сфагново-осоковый, 9 — проточные топи (комплекс сфагново-нитевидно-осоковый + сфагново-бутылчато-осоковый + топяно-осоковый), 10 — лесные болотные массивы, 11 — лесные болота и сильно заболоченные леса.

Основные ежедневные наблюдения над стоком проводились на ручье № 1 (рис. 79), являющемся естественным продолжением проточных топей, в которые собирается сток со всего центрального бассейна системы. Гидроствор расположен непосредственно у границы болота (створ 7). Другими створами, на которых также проводились наблюдения в период весенних паводков, являлись створы 2 и 1, расположенные ниже слияния ручьев № 1 и 2 и перехватывающие сток с водосборов I и II.

Характеристика болотных водосборов I и II дается в табл. 22.

Т а б л и ц а 22

Характеристика болотных водосборов

Водосбор	Площадь водосбора, км ²	Занято по отношению ко всей площади водосбора ¹				
		выпуклыми верховыми массивами с грядово-мочажинным комплексом	мохово-травяными болотными массивами (главным образом сфагново-пушицевыми ассоциациями)	топями проточного характера	лесными болотами и сильно заболоченными лесами	лесами на минеральных почвах
Водосбор ручья № 1 до створа 7 (центральный водосбор I, рис. 79)	37,4	8,6 23,0	14,1 37,8	5,9 15,8	6,4 17,0	2,4 6,4
Водосбор ручьев № 1 и 2 до створа 1 (центральный (I) + восточный (II) водосборы, рис. 79)	77,0	16,5 21,5	25,3 32,8	5,9 7,7	17,3 22,4	12,0 15,6
Водосбор ручья № 2 до створа 4 (восточный водосбор II, рис. 79)	37,3	7,4 19,8	10,4 28,0	0 0	10,9 29,3	8,6 22,9

Из таблицы видно, что при общей площади 37,4 км² водосбора I массивы с грядово-мочажинным комплексом и мохово-травяные с преобладанием сфагново-пушицевых ассоциаций составляют 60%. Топяные участки со сфагново-нитевидно-осоковыми, сфагново-бутылчато-осоковыми и топяно-осоковыми ассоциациями, лесные болота и сильно заболоченные леса, рас-

¹ Верхняя, первая строка км², вторая — проценты.

положенные в его северной части, составляют в сумме около 33%. Минеральные почвы занимают очень незначительную часть в общей площади бассейна, причем следует отметить, что они интенсивно увлажняются и постепенно заболачиваются водами, стекающими с болотного массива.

Таким образом, по своему составу водосбор *I* представляет собой комплексный болотный водосбор, характерный для систем болотных массивов центрально-олиготрофного хода развития.

Приведенные в табл. 2 данные по общему бассейну обоих ручьев (№ 1 и 2) дают соответствующую характеристику водосбора, к которому относятся измеренные расходы в весенние паводочные периоды 1947 и 1948 гг. в створах 2 и 1 (табл. 22).

Соотношения в площадях, занимаемых различными типами болотных микроландшафтов в общем водосборе этих ручьев (водосборы *I* + *II*), отличаются сравнительно незначительно от соотношений, имеющих место в одном водосборе *I*, за исключением некоторого увеличения в составе бассейна площади лесов на минеральных почвах и уменьшения процента топяных участков. Поэтому можно считать, что при измерении стока с водосбора *I* и *I* + *II* условия формирования стока близки и полученные при этом модули стока практически относятся к одинаковым условиям.

Водосбор второй станции имеет общую площадь 2,9 км². Из них ~ 2,0 км², т. е. около 70%, занято болотным массивом, остальная часть водосбора — минеральными почво-грунтами (песчаными и песчано-глинистыми), слагающими склоны котловины.

Часть водосбора, занятая болотом, представлена одним резковыпуклым моховым массивом центрально-олиготрофного хода развития (рис. 29).

Суходольная часть водосбора покрыта хвойными лесами: еловыми (60%) и сосновыми (40%).

Центральная часть болотного массива занята грядово-мочажинным комплексом, переходящим в центре массива в сфагновик кустарничковый, облесенный сосной 2,5—3,0 м высотой. Вместе они занимают 25% территории болота. Облесенные склоны узкой полосой частично окаймляют грядово-мочажинный комплекс, составляя 3% площади болота. Окраинные сфагново-пушицевые, сфагново-кустарничковые и сфагново-кустарничково-сосновые микроландшафты составляют 70% площади всего массива; 2% занимают внутриболотные озера.

Направления стекания вод в водосборе представлены на рис. 85. Весь сток с водосбора и болотного массива сосредоточивается в один ручей, на котором производилась непрерывная регистрация расходов с помощью гидрометрического сооружения и самописца.

Результаты наблюдений над стоком с водосборов обеих станций даны в табл. 23, 24, 25 и на рис. 80, 81.

Как видно из данных таблиц, сток с этих водосборов характеризуется прежде всего резкой неравномерностью в течение годового периода. Наблюдается два резко выраженных максимума — весенний и осенне-зимний и два резко выраженных минимума — летний и зимний.

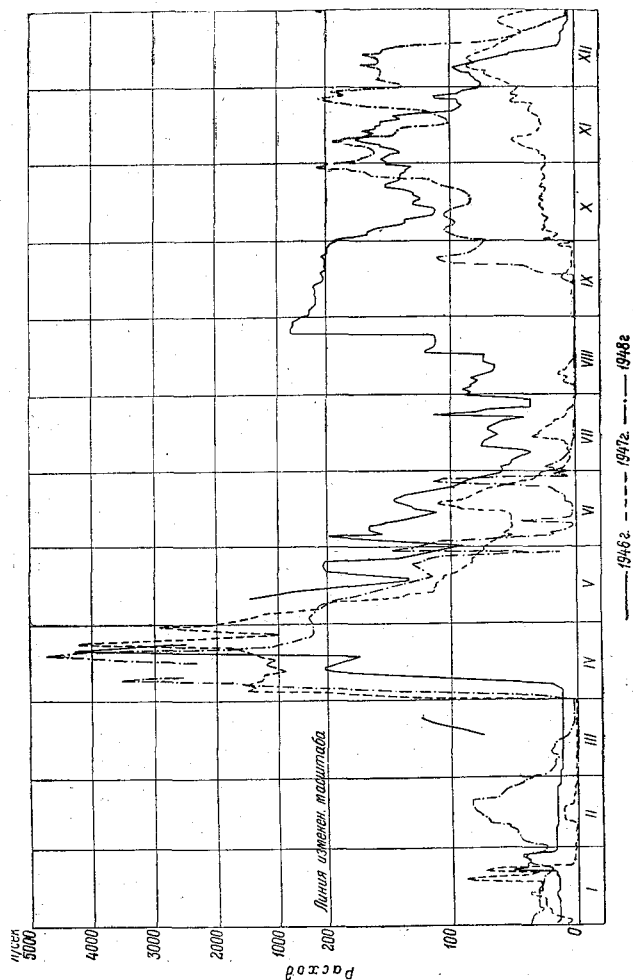


Рис. 80. Гидрографы стока с водосбора системы выпуклых болотных массивов (площадь водосбор 37,4 км²).

Наибольший весенний модуль стока для системы болотных массивов составил 128 л/сек за период наблюдений, а для водосбора выпуклого болотного массива котловинного залегания — 168 л/сек, что находится в пределах обычных максимальных весенних модулей для равнинных малых рек северо-запада СССР. Осенний максимум составляет не более 20% от весеннего.

Минимальный сток как летом, так и зимой в средние по водности годы равен нулю. В многоводные годы, как, например, 1946 г., когда в летний и осенний периоды осадки превысили норму на 26 %, а зимой наблюдались продолжительные оттепели, сток с системы болотных массивов не прекращался в течение всего зимнего и всего летнего периодов.

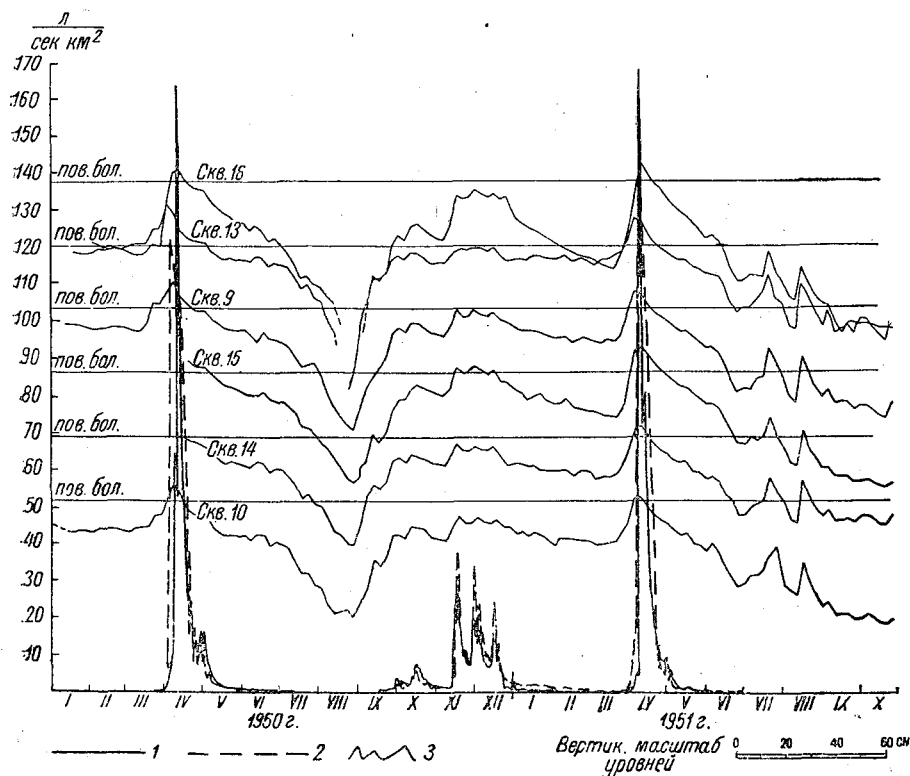


Рис. 81. Гидрографы стока с водосбора выпуклого болотного массива котловинного залегания (площадь водосбора 2,91 км²).

1 — по фактическим наблюдениям, 2 — по расчету на основании уровней грунтовых вод на болоте, 3 — уровни грунтовых вод на болотном массиве (см. расположение водомерных скважин на рис. 85).

Продолжительность периодов полного прекращения стока в средние по водности годы, как, например, 1947 г., когда годовые осадки равнялись норме, весьма значительна, достигая 15 % по времени в годовом цикле на водосборе системы болотных массивов. На водосборе резковыпуклого болотного массива котловинного залегания для 1950 г., когда осадки также были около нормы, бессточный период составил 30 % времени.

Среднедекадные модули стока с болотного водосбора I площадью 37,4 км² системы болотных массивов водораздельно-склонового залегания (в л/сек км²)

Год	Декада	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1945	1	—	—	—	—	—	—	—	—	2,42	—	5,62	0,83
	2	—	—	—	—	—	—	—	—	3,40	7,90	1,85	0,65
	3	—	—	—	—	—	—	—	—	4,12	9,40	1,10	0,62
1946	1	0,41	0,22	0,33	0,35	4,38	3,90	1,28	2,11	11,22	4,13	4,15	2,24
	2	0,92	0,15	0,32	19,50	17,35	3,56	1,82	2,36	7,95	3,26	4,16	0,96
	3	0,90	0,20	0,32	18,85	5,40	2,49	1,63	13,65	5,70	3,79	2,56	0,21
1947	1	0,51	0,02	0	37,60*	28,20*	1,52	0,16	0,16	0,02	0,55	0,91	1,81
	2	1,13	0,20	0	32,39*	12,95*	2,17	0,56	0,05	0,12	0,71	0,81	1,84
	3	0,47	0,02	0,01	71,31*	8,52*	1,30	0,11	0,01	0,09	0,68	1,16	1,33
1948	1	0,90	1,28	0,50	29,14*	10,42*	1,00	0,28	0	0,06	—	—	—
	2	0,80	2,07	0,31	69,55*	4,68*	0,11	0,03	0	0,29	—	—	—
	3	0,79	1,22	0,06	15,48*	2,96	1,09	0,01	0,03	2,26	—	—	—

Примечание. Цифры, обозначенные звездочкой *, представляют модули стока, отнесенные к водосборам I и II.

Таблица 24

Среднемесячные и годовые модули стока болотных водосборов (в л/сек км²)

Год	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Средне- годовой
-----	---	----	-----	----	---	----	-----	------	----	---	----	-----	--------------------

Система болотных массивов водораздельно-склонового залегания (площадь водосбора 37,4 км²)

1945	—	—	—	—	—	—	—	—	3,32	8,67	2,86	0,70	—
1946	0,59	0,19	0,32	12,9	8,9	3,32	1,58	6,29	8,30	3,73	3,62	1,11	4,2
1947	0,70	0,09	0,00	47,0	8,55	1,66	0,27	0,08	0,07	0,64	0,96	1,65	5,1
1948	0,83	1,55	0,29	38,1	6,0	0,73	0,10	0,01	0,87	4,07	4,42	2,10	4,9
1949	0,27	0,13	0,16	—	1,52	2,67	0,45	0,32	0,24	0,91	1,02	2,27	—
1950	0,05	0,00	0,11	31,0	1,87	1,36	1,01	0,08	0,32	2,11	2,11	2,36	3,5

Резковыпуклый болотный массив котловинного залегания (площадь водосбора 2,91 км²)

1950	1,19	0,15	0,07	34,6	3,30	0,31	0,03	0,00	0,03	3,40	8,96	8,20	5,2
1951	0,83	0,70	0,01	29,2	1,76	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,17	6,60	3,3
1952	5,02	1,38	0,65	22,0	5,52	0,93	0,03	0,01	9,95	14,9	5,70	1,82	5,7

Если же принять во внимание, что периоды с модулем стока менее $0,1 \text{ л/сек км}^2$ могут рассматриваться как периоды с ничтожно малым стоком (практически близким к нулю), то продолжительность бесточных периодов возрастает в первом случае до 30%, во втором — почти до 50%.

Таблица 25

Максимальные и минимальные модули стока (в л/сек км^2) и продолжительность (в сутках) периодов с минимальным стоком

Год	Модуль				Продолжительность летнего периода		Продолжительность зимнего периода		Общая продолжительность в году с модулем $\leq 0,1$ л/сек км ²
	максимальный		минимальный						
	весенний	осенний	летний	зимний	нулевого стока	с модулем стока $\leq 0,1$ л/сек км ²	нулевого стока	с модулем стока $\leq 0,1$ л/сек км ²	

Система болотных массивов водораздельно-склонового залегания
(площадь водосбора $37,4 \text{ км}^2$)

1945	—	21,4	—	—	—	—	—	—	—
1946	115	20,8	0,93	0,15	0	0	0	0	0
1947	114	2,3	0	0	18	52	36	59	111
1948	128	10,4	0	0	31	81	0	12	93
1949	—	1,76	0,03	0,05	0	15	0	31	46
1950	68	6,7	0,02	0	0	11	56	71	82

Резковыпуклый болотный массив котловинного залегания
(площадь водосбора $2,91 \text{ км}^2$)

1950	164	31,8	0	0	78	87	41	84	171
1951	168	12,0 ¹	0	0	132	141	28	55	196
1952	73	25,8	0	0,28	47	58	0	0	105

Сопоставим эти результаты с данными наблюдений над стоком с элементарных болотных площадок (площадью 1 га), произведенных в 1933 г. Торфяной опытной станцией Инсторфа [8]. Площадки были заложены, как указывает А. Д. Дубах, на сфагновом верховом болоте, облесенном низкорослой сосной.

Интересно, что, согласно этим наблюдениям (табл. 26), в течение года также наблюдалось два периода (летний и зимний) с полным прекращением стока, причем продолжительность летнего периода составляла на первой площадке 60 дней, а на второй — более 50 дней. Продолжительность зимнего периода с нулевым стоком в этих наблюдениях точно не была установлена, но

¹ Осенне-зимний максимум 23/XII. С 17 июня по 28 ноября 1951 г. сток с болотного водосбора был равен нулю.

было зафиксировано, что как в первой декаде марта (когда начались наблюдения), так и во второй и третьей декадах ноября сток был равен нулю.

Таблица 26

Среднедекадные модули стока сфагнового болота
с площади 1 га (в л/сек км²)

Декады	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
Первый участок									
1	0	25,5	12,0	2,18	0	0	29,7	2,7	14,1
2	0,06	14,7	10,0	0	0	0,1	31,5	1,9	0
3	5,9	15,4	3,8	0	0	2,5	3,9	6,0	0
Второй участок									
1	0	32,6	14,8	31,8	0	0	44,1	5,1	19,4
2	0,4	19,6	13,8	0,1	0	0,3	47,3	4,1	1,0
3	0,9	16,9	6,2	0	0	8,6	5,0	1,1	0

Продолжительности летних периодов нулевого стока, полученные на элементарных площадках и на водосборе выпуклого болотного массива площадью 2,91 км² (табл. 24), оказались практически равными. На водосборе же системы болотных массивов, имеющем большую в сравнении с первыми водосборами площадь, продолжительность бессточных периодов, как и следовало ожидать, оказалась меньше вследствие известного регулирующего действия размеров водосбора. Однако регулирующее влияние размеров бассейна в данном случае оказалось незначительным, так как продолжительность бессточных периодов для болотного водосбора в 37,4 км² составляет в годовом цикле все же, как мы видели, весьма значительную величину.

Следует отметить, что отсутствие стока в летний период наблюдалось ежегодно с 1945 по 1951 г. и на водосборе II системы болотных массивов (рис. 79), в створах 6 и 4 ручья № 2 с площадями водосборов 25 и 37,4 км², где производились периодические измерения расходов.

Регулярные обследования ручьев, питающихся стоком с водосбора III, показали также, что с июня по сентябрь сток в них полностью прекращался и ручьи пересыхали.

В зимний период, как видно из табл. 26, сток с элементарных площадок также полностью прекращался, причем продолжительность зимнего бессточного периода равна 110—120 дням.

Полная согласованность рассмотренных данных наблюдений во внутригодовом распределении стока показывает, что наличие длительных бессточных периодов как в летние, так и в зимние месяцы является характерным для болотных массивов, отражая

особенности их водоотдачи и условий стекания с торфяных залежей, о которых уже говорилось выше. Это дает также возможность сделать заключение, что наличие в речных водосборах болотных массивов отнюдь не может способствовать зарегулированности стока. Последнее косвенно подтверждается, например, данными А. Д. Дубаха для малых рек северо-запада СССР. Согласно этим данным, за шестилетний период наблюдений (1925—1930 гг.) средний по 7 водосборам минимальный среднемесячный модуль стока (при площади от 50 до 171 км², с заболоченностью до 10%) оказался равным 3,2 л/сек км². За этот же период наблюдений минимальный модуль стока, средний для 10 водосборов (площадь от 24 до 213 км² и заболоченностью от 10 до 50%) оказался равным 3,0 л/сек км². Наконец, для 4 водосборов (площадь от 24 до 174 км² и заболоченностью от 50 до 65%) средний минимальный модуль стока оказался равным 1,4 л/сек км². Во всех этих случаях минимальные среднемесячные модули приходятся на август и уменьшаются с увеличением заболоченности бассейна, причем заметное снижение минимальных модулей наблюдается при заболоченности свыше 50%.

Если сравнить максимальные весенние модули стока с болотных водосборов и максимальные весенние модули с частично заболоченных водосборов одинаковых размеров в одинаковых климатических условиях, то непосредственно не удастся установить никаких определенных закономерностей. По данным А. Д. Дубаха [8], весенние максимальные модули стока со сфагновых верховых болот Московской и Калининской областей колеблются в различные годы от 75 до 276 л/сек км². В среднем за 3 года наблюдений по 4 различным водосборам максимальный модуль составил 165 л/сек км². Эти значения близки к приведенным нами для описанных выше болотных водосборов значениям максимального модуля от 68 до 168 л/сек (табл. 24) и не отличаются в какую-либо определенную сторону от средних значений максимальных модулей стока для малых речных бассейнов равнинной полосы таежной зоны северо-запада Европейской территории СССР. Это указывает на то, что влияние болот на максимальные модули стока вполне сравнимо с влиянием других физико-географических факторов и не выявляется путем простого сопоставления водосборов.

Проводя такие сравнения величин модулей стока в речных водосборах с различной степенью заболоченности, не следует переоценивать их значения для установления роли болот в формировании речного стока. Необходимо к результатам такого сопоставления относиться с большой осторожностью, поскольку речной сток является функцией сложного комплекса взаимодействующих между собой факторов и сама роль болот в формировании стока может быть разной в зависимости от того, в каком сочетании с другими физико-географическими факторами болотные массивы будут входить в речной водосбор.

Рассмотрим теперь полученные выводы по внутригодовому распределению стока с болотных массивов, которые можно сделать на основании наблюдений над русловым стоком в реках и ручьях с болотными водосборами, с точки зрения результатов экспериментальных исследований движения воды в естественных болотных массивах.

§ 40. Формирование стока с болотных массивов

Формирование стока с болотных массивов и, как следствие, его внутригодовое распределение обуславливаются различием в водопропускной способности деятельного и инертного горизонтов.

Рассмотрим вначале условия стекания вод с выпуклых верховых массивов. Для этих массивов характерно, что движение воды в них никогда не происходит над поверхностью мохового покрова, кроме лишь окраинных участков, примыкающих к топям или прибереговым ложбинам с ручьями, в которые поступает сток. Даже в моменты наибольшей интенсивности прихода влаги — в периоды весеннего снеготаяния и при прохождении ливневых дождей — уровень воды на верховых массивах стоит ниже поверхности мохового очеса, по крайней мере на повышенных элементах микрорельефа. Следовательно, поверхностный сток, в полном смысле этого слова, на верховых болотах не имеет места и интенсивность стока определяется главным образом фильтрационной способностью различных горизонтов болотного массива.

Вследствие малости значений коэффициентов фильтрации инертного горизонта последний в условиях естественных болотных массивов играет роль относительного водоупора, весьма, правда, своеобразного в том отношении, что в нем более 90% его объема составляет вода, связанная органическим веществом. Стеkanie воды с болотного массива может продолжаться лишь до тех пор, пока не истощится запас свободной (несвязанной) воды в деятельном горизонте болота, т. е. пока уровни грунтовых вод находятся в пределах этого горизонта. Снижение уровня грунтовых вод до нижней границы деятельного горизонта должно сопровождаться или полным прекращением стока с болота, или уменьшением его до малых значений. Малое количество воды, которое может поступать в ручьи через инертный горизонт, обычно не компенсирует даже того количества влаги, которое непосредственно испаряется с поверхности проточных топей и внутриболотных ручьев-водоприемников стока. В результате водоотдача болотного массива за его пределы в зимние и летние периоды низкого стояния уровня грунтовых вод прекращается. На рис. 81 хорошо видно, что уровни грунтовых вод на массиве в периоды нулевого стока находятся на расстояниях 25—60 см от поверхности болота, что соответствует нижним горизонтам деятельного слоя в разных микроландшафтах.

Следовательно, сток в естественную дренажную сеть на болотах имеет достаточную интенсивность для того, чтобы его можно было улавливать в ручьях за пределами болота лишь до тех пор, пока уровень воды на болоте держится в пределах верхнего деятельного слоя, толщина которого для различных микроландшафтов колеблется от 60 до 25 см.

Разумеется, что условия стока в известной мере будут находиться в зависимости от развитости «естественной гидрографической сети» болота, к которой относятся открытые и погребенные ручьи и речки, ложбины и проточные топи.

Чем более развита гидрографическая сеть на болоте, тем меньше вероятность падения стока до нуля на периферии болота в межлетний период и зимой. Однако влияние ее на сокращение бессточных периодов во внешних ручьях-водоприемниках должно быть все же невелико. В пользу этого соображения говорят незначительные глубины болотных речек и ручьев, редко когда превышающие 1,0—2,0 м от поверхности болота. Вследствие этого дренирующее действие их приурочено также к периодам высокого стояния уровней грунтовых вод на болоте, когда имеет место фильтрация в деятельном слое. При падении уровней в летние периоды ниже деятельного слоя расходы в болотных речках снижаются до нуля, а их дренирующая деятельность прекращается.

Другим показателем слабого влияния на сток с болотного массива поверхностной гидрографической сети и внутризалежных потоков («жильного» движения воды) является характер падения горизонтов грунтовых вод на болоте во времени в зимний период.

Скорость падения уровней зимой все время уменьшается по мере снижения горизонта грунтовых вод, и кривая уровней асимптотически приближается к некоторому постоянному положению, соответствующему нижней границе деятельного слоя. Если бы роль гидрографической сети и внутризалежного жильного движения воды была велика, то кривые падения уровней в зимний период должны были иметь иной характер и не могло бы наблюдаться столь резкого замедления в падении горизонтов.

Таким образом, если рассматривать болотный массив по отношению к его внешним водоприемникам как своего рода водоем, обладающий определенным запасом воды и регулирующий сток в ручьях и речках, вытекающих из него, то этот запас оказывается очень небольшим, равным количеству несвязанной воды, заключенной в деятельном слое болота. Остальное количество воды, представляющее осмотическую и капиллярную влагу в деятельном слое, и вся вода, заключенная в инертном горизонте, удерживается в болотном массиве и не участвует в питании ручьев и рек.) Незначительность той части воды болота, которая участвует во внутригодовом влагообороте, можно иллюстрировать следующими данными.

Возьмем болотный массив со средней толщиной торфяной залежи $T = 5$ м.

Примем среднюю объемную влажность составляющих его торфов $\eta = 95,5\%$ (весовая $\delta = 93\%$). Среднюю толщину деятельного слоя $h = 0,5$ м, его объемную влажность $\eta_1 = 98\%$ и средний коэффициент водоотдачи деятельного слоя $\xi \cong 0,5$. Наибольшее количество воды, участвующее во внутригодовом влагообороте, составит

$$\frac{\xi h \eta_1}{h \eta_1 + (T - h) \eta} = \frac{0,5 \cdot 0,5 \cdot 0,98}{0,5 \cdot 0,98 + (5 - 0,5) \cdot 0,955} = 0,051, \text{ или } 5\%$$

от общего количества воды, заключенного в болотном массиве.

Отсюда видно, насколько мал тот объем воды в болотных массивах, который может оказывать регулирующее действие на сток во внешние водоприемники.

Таким образом, полное прекращение стока как в летний, так и в зимний период, наблюдаемое в действительности на ручьях с болотными водосборами, вполне согласуется с этими выводами.

§ 41. Кривые связи единичных фильтрационных расходов (проточности) с уровнями грунтовых вод

Как было показано ранее, в пределах одного и того же болотного микроландшафта территория болотного массива должна характеризоваться относительным постоянством уклона поверхности массива и одинаковыми физическими свойствами деятельного горизонта, определяющими его водопроводимость и изменение коэффициента фильтрации по глубине. Это свойство можно использовать для установления постоянных зависимостей между фильтрационным расходом, протекающим в деятельном слое, и уровнем грунтовых вод каждого типа болотного микроландшафта. По аналогии с кривыми связи расходов с уровнями воды в реках назовем эти зависимости *кривыми связи единичных фильтрационных расходов* с уровнями грунтовых вод для болотных микроландшафтов. Построение таких кривых связи открывает весьма интересные и важные в практическом отношении возможности: использовать, так же как и при подсчете стока в реках, ряды наблюдений над уровнями грунтовых вод на болотах для подсчета расходов воды, стекающей с отдельных болотных микроландшафтов и с болотных массивов в целом. Значительным преимуществом такого метода является также и то, что установленная кривая связи расходов с горизонтами грунтовых вод для данного типа болотного микроландшафта, являясь одновременно его водной характеристикой, должна оставаться справедливой для этого же типа микроландшафта и на других болотных массивах. Так как число различных типов болотных микроландшафтов ограничено и, во всяком случае, невелико для одной и той же болотно-климатической зоны, то серия кривых связей, характеризующих основ-

ные типы микроландшафтов данной болотно-климатической зоны, дает возможность производить подсчет стока с любого болотного массива в пределах данной зоны.

Обозначая, как и ранее, q_{z_0-z} — единичный расход, протекающий через слой (z_0-z) деятельного горизонта при уровне грунтовых вод z , можем, в соответствии с зависимостью (62), элементарный расход dq_z через слой $d(z_0-z)$ выразить

$$dq_z = ik_z d(z_0 - z). \quad (89)$$

Подставляя вместо k_z его выражение по (61), получим

$$dq_z = i \left[\frac{k_{\max}}{(z+1)^m} - bz \right] \times d(z_0 - z). \quad (90)$$

Вычисление кривой связи $q_z = f(z)$ на основании выражения (90) можно произвести в двух различных вариантах (рис. 82);

1) интегрируя выражение (90) в пределах изменения от нижней границы деятельного слоя z_0 до переменного значения уровня грунтовых вод z ;

2) интегрируя выражение (90) в пределах изменения от поверхности болота $z=0$ до переменного значения уровня грунтовых вод z .

В первом случае получаем непосредственно кривую, выражающую зависимость действительного расхода, стекающего по деятельному слою, от уровня грунтовых вод:

$$q_{z_0-z} = \frac{ik_{\max}}{1-m} [(z_0+1)^{1-m} + (z+1)^{1-m}] + \frac{b}{2}(z^2 - z_0^2) \quad (91)$$

при условии $m \neq 1$.

Во втором случае получаем зависимость для расхода, который мог бы протекать в деятельном слое между поверхностью болота и уровнем грунтовых вод:

$$q'_z = \frac{ik_{\max}}{1-m} [(z+1)^{1-m} - 1] - \frac{bz^2}{2}. \quad (92)$$

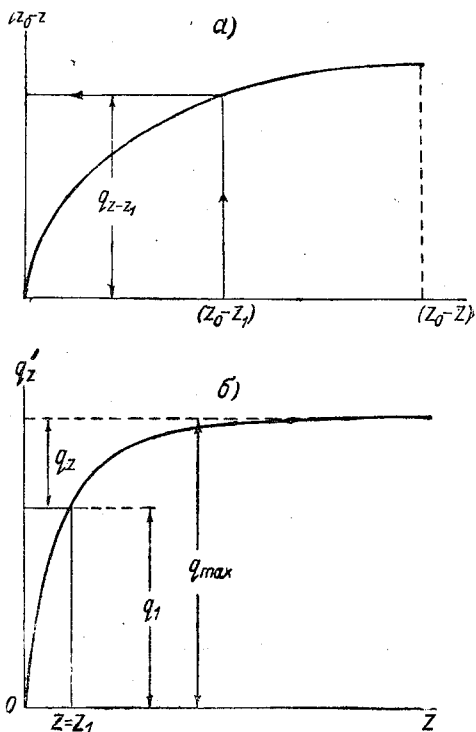


Рис. 82.

Зная величины параметров $k_{\max}$, m и b для разных макроландшафтов, можно вычислить кривые связи (91) и (92). При этом нужно иметь в виду, что при практических расчетах удобнее пользоваться кривыми связи типа (92), так как последние не требуют заранее знания величины z_0 — толщины деятельного слоя.

Строя кривую $q_z = f(z)$ сразу с известным запасом, например до глубины $z = 1,5$ м от поверхности болота, гарантируем себя от возможных ошибок при определении q_z и от неправильного

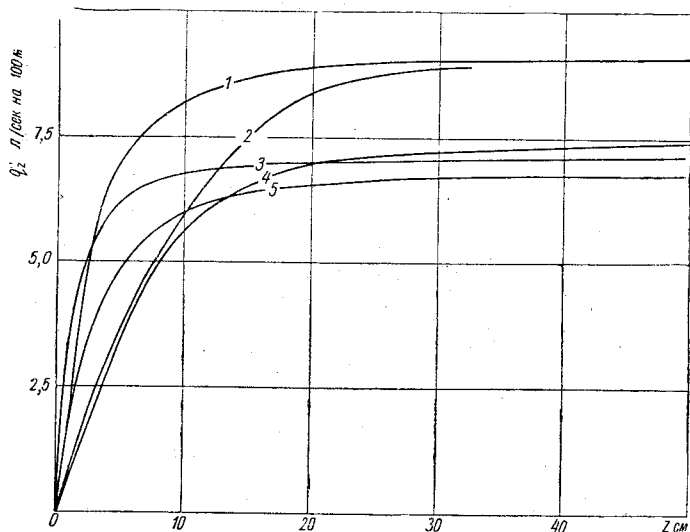


Рис. 83. Кривые связи $q'_z = f(z)$ для различных типов болотных микроландшафтов.

1 — сфагновик кустарничковый, слабо облесенный сосной, 5 — центральные части резковыпуклых болотных массивов, 2 — сфагновик осоковый (окрайки болотных массивов), облесенный березой, 3 — сфагновик кустарничково-сосновый (облесенные склоны резковыпуклых массивов), 4 — грядово-мочажинный комплекс (гряды сфагново-кустарничковые, облесенные сосной, мочажины сфагново-пушицевые), 5 — сфагновик пушицевый с мелкоочковатым микро- рельефом.

назначения толщины деятельного слоя z_0 , что весьма возможно в тех случаях, когда длительность наблюдений над уровнями в данном микроландшафте незначительная и среднюю амплитуду колебания уровней установить невозможно.

Для определения по последним кривым рис. 82 действительного фильтрационного расхода q_z , соответствующего данному расстоянию уровня грунтовых вод от поверхности болота $z = z_1$, необходимо взять разность расходов $(q_{\max} - q_1)$, соответствующих уровню $z \geq z_0$ и заданному горизонту z_1 .

Таким образом, по известному расстоянию уровня грунтовых вод от поверхности болота в соответствующем микроландшафте,

пользуясь кривыми (91) и (92) (рис. 82), можно производить определение единичных расходов воды q_z .

На рис. 83 представлены кривые связи типа (92) для различных болотных микроландшафтов.

При построении их были приняты уклоны для различных типов болотных микроландшафтов в соответствии с табл. 20. При построении кривых связи для комплексных грядово-мочажинных микроландшафтов непосредственное вычисление значений единичных расходов по зависимости (91) и (92) невозможно благодаря резко различным значениям коэффициентов фильтрации гряд и мочажин и различным отметкам поверхности последних. Для таких микроландшафтов при вычислении кривых связи поступаем следующим образом.

Обозначим переменные по глубине коэффициенты фильтрации, определяемые зависимостью (61), для гряд — k_r , для моча-

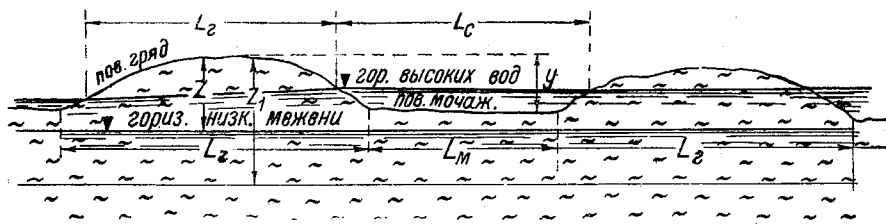


Рис. 84.

жин — k_m . Разность отметок поверхности гряд и мочажин обозначим через y , а отсчет расстояний z будем вести от поверхности гряд.

Будем рассматривать горизонтальную фильтрацию в слое $(z_1 - z)$ (рис. 84), где под z_1 будем подразумевать толщину слоя залежи от поверхности гряд большую, чем толщина деятельного горизонта, или равную ей, а под z — расстояние до уровня грунтовых вод. Благодаря различной водопроницаемости залежи в гряде и мочажине, уклоны свободной поверхности грунтовых вод будут неодинаковыми под грядой и под мочажиной: под грядой, в частности вследствие меньших коэффициентов фильтрации, уклоны будут больше, чем под мочажиной. Пренебрегая вследствие малости уклонов изменением поперечного сечения потока на протяжении одной гряды и мочажины, можем считать, что средние скорости фильтрации в слое $(z_1 - z)$ под грядой и под мочажиной должны быть одинаковыми благодаря условию неразрывности потока. Иначе говоря, можно написать

$$v = k_{r\text{cp}} i_r = k_{m\text{cp}} i_m = \text{const}, \quad (93)$$

где i_r — уклон свободной поверхности грунтовых вод под грядой, i_m — то же, под мочажиной $k_{r\text{cp}}$ и $k_{m\text{cp}}$ — средние значения

коэффициентов фильтрации в слое $(z_1 - z)$ под грядой и мочажиной. Величины последних определяются, согласно принятым обозначениям, выражениями

$$k_{г\text{ср}} = \frac{\int_{z_1}^z k_r(z) dz}{z_1 - z} = \varphi_1(z), \quad (94a)$$

$$k_{м\text{ср}} = \frac{\int_{z_1}^{z-y} k_m(z) dz}{z_1 - z + y} = \varphi_2(z - y), \quad (94b)$$

которые на основании известных нам зависимостей $k_r = f_r(z)$ и $k_m = f_m(z)$ могут быть легко вычислены и построены графически (рис. 72).

Помимо соотношения (93), можно также написать, что средний уклон поверхности грядово-мочажинного микроландшафта, равный среднему уклону поверхности грунтовых вод $i_{ср}$, будет связан с местными уклонами поверхности грунтовых вод на грядах и мочажинах соотношением

$$i_r L_r + i_m L_m = i_{ср} (L_r + L_m), \quad (95)$$

где L_r — средняя ширина гряды и L_m — средняя ширина мочажины (вдоль линии стекания).

Подставляя в последнее выражение значение уклона по зависимости (93)

$$i_m = i_r \frac{k_{г\text{ср}}}{k_{м\text{ср}}},$$

получаем для уклона на грядах выражение в следующей форме:

$$i_r = \frac{i_{ср} \left(1 + \frac{L_m}{L_r} \right)}{1 + \frac{k_{г\text{ср}}}{k_{м\text{ср}}} \frac{L_m}{L_r}}, \quad (96)$$

или

$$i_r = \frac{100 i_{ср}}{P_r + \frac{k_{г\text{ср}}}{k_{м\text{ср}}} P_m}, \quad (97)$$

где P_r и P_m означают проценты, которые составляют площади, занимаемые грядами и мочажинами в данном микроландшафте. Величины, стоящие в правых частях выражений (96) и (97), должны быть все известны для расчета; $i_{ср}$ — берется из таблицы

уклонов (табл. 20); значения L_m и L_r или P_m и P_r принимаются на основании результатов изучения болотного микрорельефа, свойственного различным типам болотных микроландшафтов.

В том случае, если уровень грунтовых вод поднимается выше поверхности в мочажинах, т. е. $z < y$ (рис. 84), уклон в мочажинах становится крайне малым вследствие малости скоростей течения и свободную поверхность воды можно принять практически за горизонтальную поверхность. Тогда уклон на грядах будет определяться вместо (95) соотношением

$$i_r L_r = i_{cp} (L_r + L_m),$$

$$i_r = \frac{i_{cp} (L_r + L_m)}{L_r}. \quad (98)$$

Под величинами L_r и L_m в этом случае должны подразумеваться переменные средние ширины гряд и мочажин на уровне грунтовых вод z , ($z < y$), зависящие от положения уровня грунтовых вод и формы профиля гряд.

По данным измерений, проведенных автором, профиль поверхности гряд в грядово-мочажинных микроландшафтах, как правило, близко совпадают с сегментом, высота которого равна y (разность отметок поверхности гряды в наивысшей точке и поверхности мочажины), а основание равно L_r — ширине гряды на уровне поверхности мочажины. Радиус окружности, по которой при этом должен строиться профиль гряды для расчета, будет, очевидно, равен

$$r = \frac{y^2 + \frac{L_r^2}{4}}{2y}. \quad (99)$$

Кривые связи для грядово-мочажинного комплекса, представленные ранее на рис. 83, построены при следующих значениях параметров, определяющих профиль гряд: $L_r = 3$ м, $y = 0,37$ м, $r = 3,23$ м.

§ 42. Подсчет стока с болотных массивов методом склонового стекания по данным наблюдений над уровнями грунтовых вод

Имея кривые связи единичных расходов для каждого типа болотного микроландшафта и геоботаническую карту болотного массива, можно произвести подсчет расходов воды, стекающей со всего болотного массива или с какого-либо отдельного участка его на основании данных наблюдений над уровнями грунтовых вод.

Для этого на карте болотного массива должны быть нанесены границы и типы микроландшафтов, а также сетка линий стекания.

Поскольку способ построения сеток линий стекания изложен был выше, рассмотрим приемы подсчета стока с болотного массива в целом или с какого-либо его отдельного участка в предположении, что карты болотных массивов с линиями стекания уже составлены.

Обратимся к карте болотного массива с указанными типами болотных микроландшафтов и сеткой линий стекания, представленными на рис. 29 и 85.

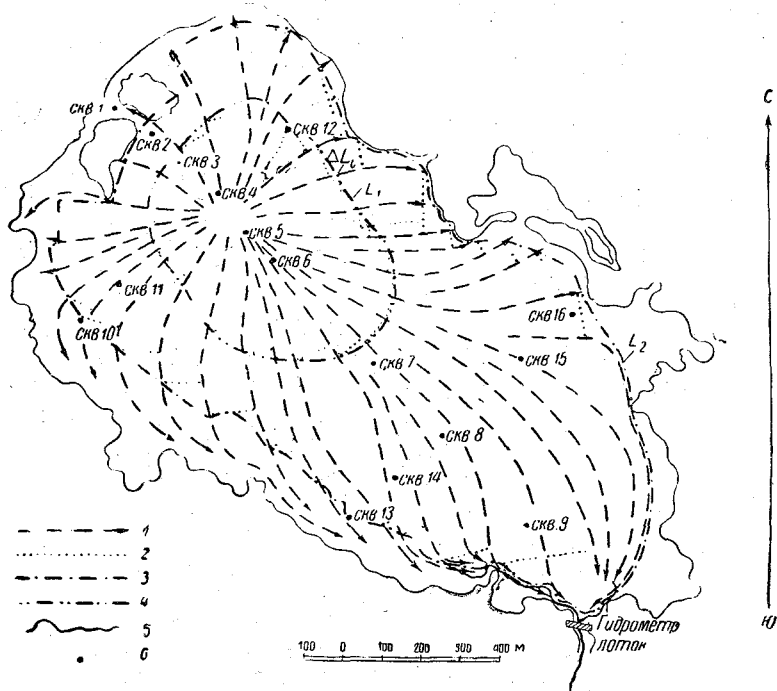


Рис. 85. Расчетный контур для подсчета гидрографа стока с болотного массива с указанием пунктов измерения уровней грунтовых вод.

1 — линии стекания, 2 — проекции контура, 3 и 4 — расчетные контуры стекания, 5 — ручей, 6 — водомерные скважины.

Выделим на ней контур L_1 , ограничивающий площадь болотного массива, с которой необходимо подсчитать сток. Как видно из карты, контур L_1 пересекает ряд различных микроландшафтов, для каждого из которых нами построены кривые связи единичных расходов с уровнями грунтовых вод. Разобьем контур на произвольное число достаточно малых элементов ΔL_i , например на число элементов, равное числу нанесенных линий стекания (i — порядковый номер элемента). Очевидно, что через каждый

такой элемент контура будет протекать фильтрационный расход ΔQ_i , который будет равен

$$\Delta Q_i = q_z \Delta L_i \sin \alpha_i, \quad (100)$$

где α_i — угол между элементом контура ΔL_i и линией стекания в данной точке контура L_i .

Расход, протекающий через все элементы контура, расположенные в пределах одного и того же микроландшафта, очевидно будет равен

$$Q_j = q_{zj} \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta L)_i \sin \alpha_i, \quad (101)$$

где q_{zj} — единичный расход, определяемый по кривой связи для j -го микроландшафта, а j — порядковый номер микроландшафта. Если общее число различных микроландшафтов, пересекаемых контуром, равно S , то полный расход, протекающий через весь контур, определится выражением

$$Q = \sum_{j=1}^{j=S} Q_j = \sum_{j=1}^{j=S} q_{zj} \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta L)_i \sin \alpha_i. \quad (102)$$

Здесь значения q_{zj} определяются по (92) или кривым связи рис. 83 для соответствующих типов микроландшафтов на основании данных об уровнях грунтовых вод.

Таким образом, для подсчета расходов воды, стекающей с интересующей нас площади болотного массива, необходимо иметь данные об уровнях грунтовых вод во всех микроландшафтах, пересекаемых контуром.

Рассматриваемый способ расчета расходов и соответственно подсчета стока с болотных массивов, в основе которого лежат два главных положения — свойства деятельного и инертного горизонтов в естественных болотных массивах и принцип склонового стекания, — сводит общую задачу расчетов стока с болот к аналогичной задаче в области расчета речного стока, т. е. к подсчету расходов на основании уровенного режима.

Возможность расчета стока с болотных массивов на основании наблюдений над уровнями грунтовых вод имеет тем большее значение, что непосредственное измерение расходов воды, стекающей с болота, в подавляющем большинстве случаев вообще невозможно, в то время как в русловом потоке эта возможность всегда имеется.

К настоящему времени болотными станциями и постами накоплен уже достаточно большой материал по уровенному режиму болот, который с помощью изложенного метода может быть широко использован для подсчета и изучения режима стока с болот.

Из изложенного также видно, насколько важно правильное размещение в пределах болотного массива пунктов измерения уровней грунтовых вод с учетом всего разнообразия микроландшафтов. Неправильное, случайное размещение пунктов измерения уровней на болотном массиве всегда будет отражаться на полноте возможных расчетов стока.

Рассмотренный метод расчета стока с болотных массивов получает свое дальнейшее развитие и применение при анализе водного баланса болот и, в частности, при расчете испарения с болот методом водного баланса на основе тех же данных наблюдений над уровнями грунтовых вод.

Расчет расходов стекания через заданный контур с помощью кривых связи единичных фильтрационных расходов с уровнями грунтовой воды невозможен на тех болотных микроландшафтах, на которых уровни воды периодически поднимаются выше поверхности болота.

К таким микроландшафтам в системах верховых болотных массивов относятся некоторые элементы болотной гидрографической сети: проточные топи с осоковыми и осоково-сфагновыми ассоциациями, окраины выпуклых болотных массивов, прибереговые ложбины стока.

В практических расчетах при проведении контура стекания необходимо учитывать это обстоятельство и при подсчете, например, весеннего стока с верховых болотных массивов проводить контур стекания таким образом, чтобы обходить вышеуказанные элементы гидрографической сети, не пересекая их контуром стекания. При таком приеме представляется возможным подсчет стока также и в весенние и осенние периоды, т. е. в периоды наиболее высокого стояния уровней грунтовых вод на болотах. Роль топей в эти периоды сводится, по существу, к роли временных естественных водохранилищ и водотоков, которые регулируют сток с болотных микроландшафтов при поступлении его во внешние водоприемники — ручьи и реки. Если одновременно с измерениями уровней грунтовых вод на болотных микроландшафтах ведется измерение уровней в топях, то регулирующее действие их на сток с болотных массивов во внешние водоприемники можно учесть в расчете.

При расчете стока в зимний период необходимо учитывать влияние промерзания. Пока глубина промерзания остается выше уровня грунтовых вод, условия фильтрации в деятельном горизонте не изменяются по сравнению с периодом, когда отсутствует промерзание, и по кривым связи величина расхода q_z определяется по уровню грунтовых вод z . Когда промерзание захватывает слои залежи под уровнем грунтовых вод, то сечение фильтрационного потока уменьшается за счет исключения из фильтрации части промерзшего слоя. В этом случае на кривых связи $q_z' = f(z)$ для определения q_z откладывается не уровень воды, измеряемый в скважинах, а глубина промерзания, и по ней опреде-

ляется величина q_2 . Для того чтобы установить, с какого момента глубина промерзания начинает захватывать зону грунтовых вод, необходимо строить совмещенные графики хода уровней и глубины промерзания в каждом данном микроландшафте, так как с того момента, когда промерзание достигнет уровня грунтовых вод, показания водомерных скважин не могут быть использованы для расчета стока.

§ 43. Пример расчета стока с болотного массива

В качестве примера расчета стока с болотного массива на основе данных наблюдений над уровнями грунтовых вод приведем расчет гидрографа ежедневных расходов, стекающих со всего болотного массива, и сопоставим его с гидрографом, построенным по измеренным расходам в ручье-водоприемнике.

Подсчет проведем для выпуклого грядово-мочажинного болотного массива котловинного залегания, представленного на рис. 29.

Для подсчета полного расхода, стекающего с болотного массива, проведем расчетный контур стекания вблизи от внешних границ массива и вдоль них, как показано на рис. 85.

Контур может быть проведен произвольно, так как протекающий через него расход, деленный на площадь, заключенную внутри контура, дает средний модуль стока со всех микроландшафтов, расположенных внутри контура. Однако для того чтобы полученный модуль стока наилучшим образом отражал условия стока со всей территории болота, необходимо, очевидно, чтобы контур охватывал как можно большую площадь массива, включающую все типы микроландшафтов, составляющих данный болотный массив, и отражающую правильно соотношение в их площадях.

Проектируя графически отрезки контура, заключенные между каждыми двумя соседними линиями стекания, на направления, перпендикулярные к линиям стекания, получим отрезки (см. рис. 85), представляющие собой произведения $(\Delta L_i) \sin \alpha_i$ в формуле (102). Подсчитывая далее отдельно длины частей контура, приходящиеся на различные типы микроландшафтов, пересекаемых контуром, как сумму отрезков $(\Delta L_i) \sin \alpha_i$, получаем значения сумм $\sum_{j=1}^{i=n} (\Delta L_i) \sin \alpha_i$, которые далее умножаем на значения

единичных расходов для соответствующих микроландшафтов, определяемые по кривым связи (рис. 83) на основании измеренных уровней грунтовых вод. Пример подсчета дан в табл. 27.

Если бы в задачу входило определение расхода воды, стекающей с болотного массива только к его границам, то контур стекания, который следовало бы вводить в расчет, был постоянным, независимо от положения горизонта грунтовых вод. Это обычно и является основной задачей при расчете стока с болота. Но в дан-

Расчет гидрографа стока для выпуклого грядово-мочажинного болотного массива
(к рис. 81)

Дата	Микроландшафт												Полный расход $Q = Q_1 + Q_2 + Q_3$ л/сек	Модуль стока л/сек км ²	
	Сфагновик кустарничково-сосновый				Сфагновик пушицевый, облесенный сосной с сухостоем				Сфагновик пушицевый без облесения						
	z_1 см	$L_1 = \sum_{i=1}^n \Delta L_i \sin \alpha_i$ м	q_1 л/сек на 100 м	$Q_1 = q_1 L_1$ л/сек	z_2 см	$L_2 = \sum_{i=1}^n \Delta L_i \sin \alpha_i$ м	q_2 л/сек на 100 м	$Q_2 = q_2 L_2$ л/сек	z_3 см	$L_3 = \sum_{i=1}^n \Delta L_i \sin \alpha_i$ м	q_3 л/сек на 100 м	$Q_3 = q_3 L_3$ л/сек			
1950 г.															
Апрель															
1	-21,5	610	0,14	0,86		400	0,18	0,72	-5,0	250	1,88	4,70	6,3	4,33	
2	-19,5	615	0,19	0,12		420	0,21	0,88	-5,5	313	1,71	5,40	6,4	4,40	
3	-2,5	620	2,00	12,4		440	3,29	14,5	-7,0	380	1,26	4,80	31,7	21,8	
4	-0,5	630	4,25	26,7		1 150	5,61	64,6	-7,3	470	1,26	3,93	95,3	65,5	
5	0,0	635	7,17	45,5		1 865	6,76	126	-7,5	555	1,15	6,40	178	122	
6	0,0	625	7,17	44,8		1 820	6,76	122	-9,5	540	0,79	4,26	172	118	
7	0,0	610	7,17	43,7		1 780	6,76	120	-9,5	520	0,79	4,10	168	115	
8	0,0	595	7,17	42,6		1 740	6,76	117	-9,5	505	0,79	3,99	164	112	
9	0,0	580	7,17	41,5		1 695	6,76	114	-11,0	490	0,63	3,09	159	109	
10	0,0	570	7,17	40,8		1 650	6,76	111	-11,0	475	0,63	2,99	155	106	
11	0,0	555	7,17	39,8		1 610	6,76	108	-11,0	460	0,63	2,90	151	104	
12	0,0	540	7,17	38,7		1 565	6,76	105	-12,5	440	0,52	2,28	146	100	
13	0,0	525	7,17	37,6		1 525	6,76	102	-11,5	425	0,58	2,46	143	98,1	
14	0,0	520	7,17	37,2		1 168	6,76	79,3	-13,5	385	0,44	1,69	118	81,2	
15	0,0	515	7,17	36,8		810	6,76	54,8	-0,9	340	5,01	1,70	108	73,8	
16	0,0	512	7,17	36,7		456	6,76	30,8	0	295	6,76	19,9	87,4	60,1	
17	-0,5	510	4,25	21,6		100	5,61	5,61	-1,5	250	4,29	10,7	37,9	26,0	
18	0,0	580	7,17	35,8		100	6,76	6,76	-0,5	240	5,61	13,5	56,1	38,6	

19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	30	Май	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21		
-2,0	-0,5	-1,0	-1,5	-4,0	-2,0	-3,0	-4,0	-3,0	-2,0	-3,0	-3,0	-3,0	-0,5	-2,5	-4,5	-5,5	-5,0	-6,5	-7,0	-8,5	-8,5	-8,5	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-15,0	-12,0	-12,0	-12,5	-13,0	-13,0	-13,0		
490	480	470	460	450	440	430	420	410	400	390	380	370	370	360	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	350	
2,42	4,24	3,47	2,89	1,27	2,42	1,70	1,27	1,70	2,42	1,70	1,70	4,25	2,42	2,00	1,07	0,84	0,95	0,67	0,63	0,49	0,49	0,49	0,41	0,41	0,41	0,41	0,24	0,32	0,32	0,30	0,27	0,27	0,27	0,27		
11,8	20,4	16,3	13,3	5,72	10,6	7,33	5,35	7,00	9,72	6,65	6,48	15,7	7,2	3,75	2,93	3,32	2,35	2,21	2,21	1,72	1,72	1,72	1,44	1,44	1,44	1,44	0,84	1,12	1,12	1,05	0,95	0,95	0,95	0,95		
100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	
3,76	5,61	4,86	4,28	2,36	3,76	2,91	2,36	2,91	3,76	2,91	2,91	5,61	3,29	3,29	2,11	1,71	1,88	1,39	1,26	1,26	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	
3,76	5,61	4,86	4,28	2,36	3,76	2,91	2,36	2,91	3,76	2,91	2,91	5,61	3,29	3,29	2,11	1,71	1,88	1,39	1,26	1,26	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	
-3,0	-1,5	3,5	3,0	-4,0	-2,0	-3,0	-4,5	-3,5	-1,5	-3,0	-2,5	-0,5	-2,5	-2,5	-4,5	-5,0	-6,0	-6,5	-7,0	-8,0	-8,0	-8,5	-9,0	-9,5	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	-10,0	
22,2	35,1	31,6	22,8	12,0	20,1	14,2	10,2	12,6	18,3	11,7	11,3	23,8	2,52	1,00	0,32	0,0	5,20	3,74	3,47	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	
6,55	9,05	10,4	5,25	3,90	5,65	3,94	2,53	2,76	4,86	2,18	1,97	2,52	1,00	0,32	0,0	5,20	3,74	3,47	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	2,66	
2,91	4,29	6,76	2,91	2,36	3,76	2,91	2,11	2,63	4,23	2,91	3,29	5,61	3,29	3,29	2,11	1,71	1,88	1,39	1,26	1,26	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94	0,94
225	210	195	180	165	150	135	120	105	90	75	60	45	30	15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
15,2	24,1	21,7	15,7	8,25	13,8	9,75	7,04	8,70	12,6	8,08	7,80	16,4	7,90	4,25	3,19	3,57	2,38	2,38	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	1,83	

У р о в н и р а в н я н и

Примечания. 1. Принятые в таблице обозначения: z — горизонт воды (от поверхности болота), L — длина фронта стекания, q — единственный расход, Q — полный расход через фронт стекания L .
2. Уровни в сфагновике кустарничково-сосновом и сфагновике пушицевом, облесенном сосной с сухостоем, приняты по воломерной скважине № 16, уровни в сфагновике пушицевом без облесения приняты по скважине № 10 и 14.

ном случае, если сравнивать расчетные расходы с измеренными в ручей-водоприемнике, необходимо учесть изменение пограничных условий на его внешнем контуре. Вся длина контура стекания должна вводиться в расчет лишь до тех пор, пока на окраинах у границ болотного массива уровни воды стоят выше поверхности болота.

По мере того как вдоль границ болотного массива уровни понижаются после весеннего половодья ниже поверхности болотного массива, фронт дренирования залежи окраинными ложбинами постепенно сокращается в направлении стекания по ним. Соответственно с этим необходимо сокращать и длину контура, принимаемого в расчет.

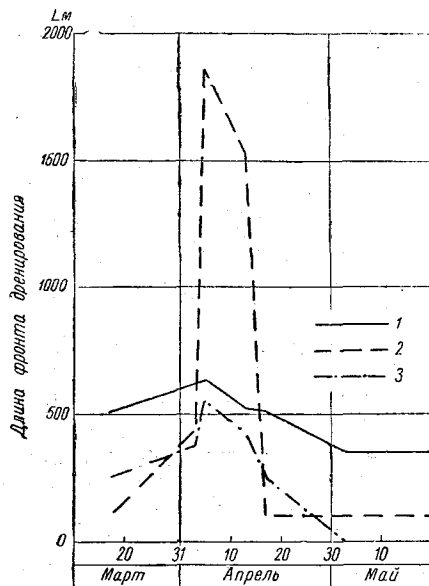


Рис. 86. Расчетные графики изменения длины фронта дренирования (к расчетному контуру, рис. 85).

1 — сфагновик кустарничково-сосновый, 2 — сфагновик пушицевый, облесенный сосной с сухостоем, 3 — сфагновик пушицевый.

приемник от общего количества воды, стекающей с массива к его внешнему контуру. В весенний период длиной фронта дренирования является практически весь внешний контур болотного массива, так как окраинные прибреговые ложбины залиты водой и являются водотоками, оконтуривающими весь массив. В летний период уровни на окраинах падают ниже поверхности болота и фронт дренирования ограничивается лишь длиной русла ручья в пределах болота, что составляет всего лишь 450 м. В соответствии с этим в табл. 27 и на рис. 86 вычислена длина фронта дренирования L в летний меженьный период (начиная с 4 мая).

На рис. 81 дано сопоставление гидрографа стока с болота, рассчитанного изложенным способом, с гидрографом, измеренным

Строя график изменения длины фронта дренирования по моментам перехода уровнями воды в указанных скважинах положения поверхности болота, получаем возможность определить длину фронта дренирования на каждый момент времени. На рис. 86 представлен такой график, являющийся вспомогательным расчетным графиком, позволяющим приближенно учесть ту часть расхода, которая поступает в ручей-водоприемник

в ручье-водоприемнике. Из сопоставления обоих гидрографов видно, что они в общих чертах весьма близки друг к другу. Описанный способ расчета стока с болота нельзя, конечно, рассматривать как расчетный метод для определения расходов в речном русле. Здесь не учитывается регулирование стока окраинами болота в весенние периоды, влияние на сток в ручье-водоприемнике суходольных площадей водосбора, интенсивного испарения в летнее время с окраин между расчетным контуром и створом измерения и др. Благодаря этому, конечно, совпадения гидрографов ожидать и нельзя. Однако так как главную часть бассейна составляет болотный массив, то естественно, что основное значение в формировании стока в ручье-водоприемнике у границы болота имеют условия стекания воды с болотного массива, а гидрографы должны быть близкими.

Из рис. 81 видно, что величина расчетного весеннего пика расходов стекания примерно на 20—25% оказывается ниже, чем измеренный пик расходов в ручье-водоприемнике. Эту разницу следует отнести за счет неучитываемого в расчете влияния на модуль весеннего стока суходольных площадей в водосборе, уклоны которых больше, чем уклоны болота.

Летние периоды нулевого стока по расчету и наблюдениям совпадают. В осенне-зимний период также имеет место достаточно близкое совпадение гидрографа стока с болота с измеренным гидрографом стока в ручье-водоприемнике. Осенние пики дождевых паводков при этом получаются несколько выше в гидрографе стока с болота, что следует отнести за счет регулирования расходов окраинными ложбинами болотного массива.

ГЛАВА VI

ИСПАРЕНИЕ С БОЛОТНЫХ МАССИВОВ И МЕТОДЫ ЕГО РАСЧЕТА

§ 44. Факторы, определяющие испарение в условиях болот

Несмотря на огромное значение фактора испарения в гидрологическом режиме болот, методы, применяющиеся для непосредственного измерения величины испарения с естественных болотных массивов, до сих пор не вышли из стадии экспериментальных исследований, а имеющиеся данные измерений испарения с неосушенных болот крайне ограничены и носят несистематический характер. Тем большее значение приобретают косвенные методы расчета испарения. Но прежде чем перейти к их рассмотрению, необходимо остановиться на основных факторах, влияющих на процесс испарения в условиях болот, и на особенностях этого процесса на болотах по сравнению с минеральными почвами и водоемами.

Величина испарения с земной поверхности в естественных условиях лимитируется двумя факторами: 1) общим количеством

тепловой и лучистой энергии, подводимой к испаряющей поверхности, и 2) количеством влаги, подводимой к испаряющей поверхности из почвы и выпадающей в виде атмосферных осадков.

На первый взгляд в условиях болот величина испарения должна определяться только тепловым фактором, так как главной отличительной чертой всякого болота является огромное количество влаги, заключенное в торфяной залежи, и постоянная близость уровня грунтовых вод к испаряющей поверхности. Однако это верно лишь отчасти и далеко не для всех типов болотных микроландшафтов. Как показывает изучение водных и тепловых свойств деятельного слоя болотных массивов, в моховых болотных микроландшафтах в известные отрезки летнего периода испарение может лимитироваться недостатком подтока влаги к испаряющей поверхности, а не тепловым балансом на поверхности залежи.

Многочисленные факторы, определяющие процесс испарения в естественных условиях, можно разбить на три группы:

1) условия, определяющие приход лучистой и тепловой энергии к земной поверхности;

2) физические свойства почв, грунтов и растительности, определяющие условия подтока воды и тепловой баланс испаряющей поверхности, а также биологические свойства транспирирующей растительности;

3) условия отвода паров от испаряющей поверхности.

Приход лучистой энергии зависит от географической широты местности, времени года, облачности и прозрачности атмосферы.

Приход тепловой энергии связан с горизонтальным перемещением воздушных масс из мест с более высокой температурой воздуха в места с более низкой температурой и объясняется главным образом условиями залегания болота на местности, размерами его и окружающим ландшафтом.

Из общего количества лучистой и тепловой энергии, приходящей к испаряющей поверхности, часть энергии расходуется на испарение, часть — на нагрев подстилающих слоев почвы и грунтов, часть — на отраженную радиацию и эффективное излучение поверхности и, наконец, на тепловую энергию, отведенную от поверхности турбулентным обменом воздушных масс. Величины всех перечисленных составляющих расходной части теплового баланса на поверхности почвы находятся в зависимости от характера растительного покрова и от физических свойств почвы.

Растительный покров определяет, с одной стороны, величину поглощенной и отраженной радиации от испаряющей поверхности, с другой — влияет на количество тепла, расходуемое на испарение, так как различные фитоценозы обладают неодинаковой транспирирующей способностью и создают различную шероховатость для турбулентного обмена воздушных масс.

Современные теоретические и экспериментальные исследования процессов теплообмена и влагообмена в приземных слоях атмосферы показывают, что отвод водяного пара от испаряющей

поверхности идет главным образом путем перемешивания воздушных масс, находящихся на различных уровнях над поверхностью земли. Причинами перемешивания, или турбулентного обмена, в нижних слоях атмосферы является различная плотность слоев воздуха, обусловленная различием температуры и влажности их, и горизонтальные перемещения воздушных масс, или скорость ветра.

При трении о подстилающую поверхность энергия горизонтального воздушного потока частично преобразуется в энергию турбулентных пульсаций и расходуется на трение перемешивания. Это преобразование энергий происходит в некотором приземном слое атмосферы, толщина которого зависит от шероховатости подстилающей поверхности. С увеличением шероховатости поверхности, т. е. ее геометрической неоднородности, при прочих равных условиях толщина слоя преобразования энергии также увеличивается.

Благодаря тому что в условиях болот наблюдаются резкие различия в характере растительного покрова и в микрорельефе разных типов болотных микроландшафтов, фактор шероховатости испаряющей поверхности будет иметь также различное значение в разных болотных микроландшафтах.

Физические свойства почвы — ее теплопроводность и теплоемкость, зависящие в свою очередь от влажности, состава и структуры почвы, определяют количество тепла, которое может расходоваться на нагрев почвы.

Наконец, структура почвы и расстояние до уровня грунтовых вод, обуславливая капиллярный подток вод к испаряющей поверхности и инфильтрационную способность, определяют тем самым количество воды, которое вообще может подлежать испарению.

Условиями, которые определяют отличительные особенности процесса испарения на болотах, являются:

- 1) близость уровней грунтовых вод к поверхности болотного массива;
- 2) структура верхнего, деятельного, горизонта болотных массивов;
- 3) состав болотной растительности и ее физиологические свойства.

На многих болотных микроландшафтах, особенно в весенний период, уровни воды стоят выше поверхности болота. Напротив, в ряде других микроландшафтов уровни воды в течение всего года находятся ниже поверхности болота. При расчлененном микрорельефе, как, например, в грядово-озерных комплексах, имеет место постоянное закономерное чередование участков с открытой водной поверхностью и участков с растительным покровом, поверхность которых никогда не покрывается водой.

Таким образом, условия испарения на болотах как во времени, так и в пространстве разнообразны. Совершенно так же, как при изучении условий движения воды в болотных массивах, необхо-

димо связывать физические характеристики с типами болотных микроландшафтов, при исследовании влагообмена болот с атмосферой необходимо учитывать типы болотного микроландшафта.

На микроландшафтах или отдельных элементах микрорельефа, где уровни грунтовых вод периодически или постоянно покрывают поверхность болота, условия испарения будут близки к таковым на микроландшафтах с открытой водной поверхностью. На травяных микроландшафтах в период высокого стояния уровней грунтовых вод поверхность воды находится выше поверхности уплотненной дернины или торфа, т. е. выше поверхности болота в том смысле, как было определено выше, но зато стебли и листья трав значительно возвышаются (иногда более 1 м) над поверхностью воды, создавая сплошные заросли. Поэтому травяные болотные микроландшафты, в период высокого стояния горизонтов грунтовых вод на них, могут рассматриваться с точки зрения испарения как заросшие водоемы.

При падении уровней в болотных микроландшафтах ниже поверхности болота, а также в тех микроландшафтах и элементах микрорельефа, в которых уровни находятся постоянно ниже поверхности болота, характер процесса испарения до известной степени приближается к процессу испарения с почв, покрытых растительным покровом, при наличии, однако, ряда отличительных особенностей, обусловленных строением верхних слоев деятельного горизонта.

Во всех случаях при расчетах испарения следует учитывать специфическое для каждого данного типа болотного микроландшафта отношение плановых размеров гряд и мочажин, кочек и заливаемых западин, превышение поверхности гряд или кочек над поверхностью воды в мочажинах и западинах и шероховатость поверхности болотного массива, зависящую от характера растительности и взаимных превышений элементов микрорельефа.

При рассмотрении зависимости процесса испарения с поверхности почвы различают три стадии.

Первая стадия, в которой скорость испарения при постоянстве метеорологических факторов остается во времени почти неизменной, соответствует состоянию полного насыщения влагой почвы (на ее поверхности).

При падении уровня грунтовых вод состояние полного насыщения на поверхности почвы может сохраняться до тех пор, пока капиллярный подток вод будет полностью обеспечивать расход воды на испарение с поверхности почвы. Пока это имеет место, скорость испарения лимитируется только метеорологическими факторами.

Если интенсивность испарения с единицы площади в некоторый момент равна f_1 и кривая капиллярного увлажнения в почве будет иметь вид, представленный на рис. 87, то максимальное расстояние уровня грунтовых вод z_1 от испаряющей поверхности, при котором капиллярный подток еще будет обеспечивать полное

увлажнение поверхности почвы, приближенно определится из равенства

$$f_1 = \frac{(h_{k_{\min}} - z_1)}{z_1} k_{\max},$$

где $h_{k_{\min}}$ — минимальная высота капиллярного поднятия в наиболее крупных порах почвы, $k_{\max}$ — коэффициент фильтрации, вычисленный по размерам наиболее крупных пор почвы. Величина $\frac{h_{k_{\min}} - z_1}{z_1}$ выражает в данном случае действующий гидравлический градиент в наиболее крупных порах почвы при вертикальной фильтрации.

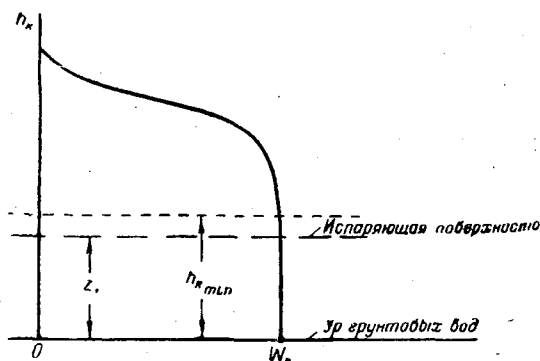


Рис. 87.

Когда расстояние до уровня грунтовых вод станет $> z_1$ и капиллярный подток будет меньше f_1 , на поверхности почвы часть пор не будет заполняться влагой, влажность начнет уменьшаться, а соответственно будет уменьшаться и скорость испарения. Однако часть более мелких пор будет продолжать снабжаться влагой за счет более высокого капиллярного поднятия. Этот период испарения, когда лишь часть пор обеспечивает капиллярный подток к поверхности почвы, будет соответствовать второй стадии. Эта стадия будет продолжаться до тех пор, пока уровень грунтовых вод не упадет настолько, что наиболее мелкие поры не смогут уже подавать воду к поверхности почвы.

При дальнейшем снижении уровня наступает третья стадия испарения, характеризующаяся более резким снижением величины испарения. В этой стадии капиллярный подток к поверхности почвы отсутствует, и почва начинает просыхать на некоторую глубину. Если в первой и второй стадиях испарение идет непосредственно со смоченной поверхности почвы, то в третьей стадии испарение идет с уровней капиллярного поднятия внутри почвы и с менисков капиллярно подвешенной влаги, не достигающих

поверхности. В этой стадии испарение лимитируется скоростью диффузии пара через поры верхнего просохшего слоя почвы и интенсивность испарения уменьшается по мере того, как уровни капиллярного поднятия опускаются и просохший слой утолщается.

Влажность почвы на поверхности, соответствующая переломным точкам диаграммы скорости испарения между первой и второй и между второй и третьей стадиями, называется соответственно *первой* и *второй критической влажностью*. Соответствующие этим же точкам глубины залегания уровней грунтовых вод можно назвать *первой* и *второй критической глубиной*.

Если снять растительный покров с поверхности болота и оголить торфяную залежь, то условия испарения будут близко соответствовать описанной схеме испарения. Первая критическая влажность поверхности торфа будет колебаться в пределах 60—85% (весовая влажность), составляя в среднем 72%, вторая критическая влажность равна в среднем 40%, изменяясь от 23,1 до 54,5%.

При наличии естественного растительного покрова условия испарения изменяются вследствие транспирации растениями и благодаря крупнопористой структуре верхнего слоя деятельного горизонта. Влияние крупнопористой структуры на испарение особенно сказывается в тех микроландшафтах, где основное значение имеет моховая растительность.

В слое мохового очеса высота максимального капиллярного поднятия очень мала — 15—25 см. Поэтому, когда уровень устанавливается ниже поверхности мохового покрова, капиллярная увлажненность поверхности мха быстро падает, а если бы не было транспирации, то скорость испарения резко снизилась бы вследствие сокращения испаряющей смоченной поверхности, соприкасающейся с атмосферой. В условиях мохового очеса первая критическая влажность практически близка к 100%, а первая критическая глубина равна нулю.

Однако пока корневые системы высших растений (травянистых растений, кустарничков) и неразрушившиеся стебли мхов продолжают находиться в зоне капиллярного увлажнения, основная часть испарения продолжает идти за счет транспирации и уменьшение капиллярной подачи к поверхности не сказывается так резко на уменьшении испарения, как в условиях оголенной почвы или торфа. К этому выводу привели, в частности, опыты по испарению с моховых микроландшафтов, проведенные в 1951—1952 гг. на Главной экспериментальной базе ГГИ В. В. Романовым [33].

Если верхняя граница зоны капиллярного поднятия с падением уровней грунтовых вод на болоте оказывается ниже корнеобитаемого слоя и неразрушившихся стеблей мохового покрова, то снабжение грунтовой водой растений прекращается и наступает резко выраженное уменьшение скорости испарения. Этим объясняется, что в естественных условиях на моховых болотных микро-

ландшафтах имеет место одна хорошо выраженная критическая глубина уровней грунтовых вод, при которой наступает перелом в изменении интенсивности испарения. По измерениям В. В. Романова, эта глубина на сфагново-кустарничковых, редко облесенных сосной микроландшафтах составляет около 40 см, считая от поверхности мохового покрова, и практически равна глубине деятельного слоя.

На зависимость величины испарения болот от глубины залегания уровней грунтовых вод еще давно было обращено внимание А. Д. Дубахом [8] и А. И. Ивицким [16]; последний на основе обработки результатов опытов по испарению дал зависимость для определения испарения с оголенной торфяной почвы, учитывающую глубину залегания уровней грунтовых вод, в следующем виде:

$$h_f = \frac{aD(1 + 0,1w)}{e^n}, \quad (103)$$

где h_f — испарение в миллиметрах, среднесуточное или суммарное за время t ; D — дефицит влажности воздуха в миллиметрах, среднесуточный или средний за время t ; w — скорость ветра в м/сек; e — основание натуральных логарифмов; n — показатель степени, зависящий от расстояния до уровня грунтовых вод z и равный $n = 1,3z + 1,5$; a — коэффициент, изменяющийся в пределах 0,9—1,0. Эта зависимость нашла подтверждение в опытах В. В. Романова по определению испарения с болот методом турбулентной диффузии.

Рисунок 88 представляет график, показывающий изменение величины суммарного испарения за каждый месяц в различные годы, построенный на основании водно-балансовых расчетов для водосбора системы выпуклых болотных массивов. Из этого графика видно, что величина месячного суммарного испарения наиболее устойчива в мае и июне и подвержена наиболее сильным колебаниям в августе и сентябре. В мае и июне уровни грунтовых вод колеблются во всех микроландшафтах в пределах от 0 до —25 см, т. е. зона капиллярного поднятия находится в деятельном горизонте и уровни грунтовых вод при этих условиях захваты-

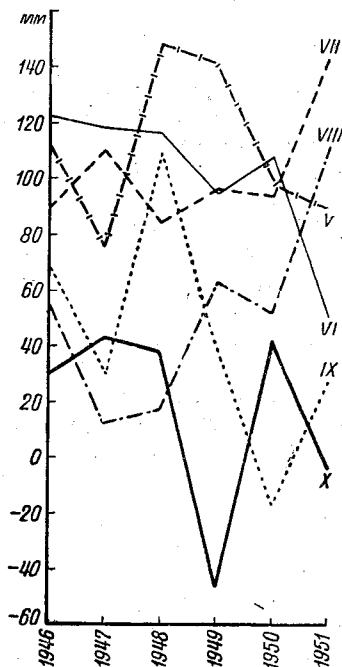


Рис. 88. Изменение величин месячного суммарного испарения с системы выпуклых болотных массивов в различные годы.

вают еще корнеобитаемый слой, вследствие чего на интенсивности транспирации уровень грунтовых вод отражается меньше и испарение зависит в основном от метеорологических факторов.

Начиная с июля, особенно в августе и сентябре, уровни грунтовых вод подвержены большим колебаниям. В некоторые годы, при изобилии осадков в эти месяцы, уровни не опускаются ниже критических глубин, оставаясь в различных микроландшафтах на глубинах —10, —20 см от поверхности болота. В другие же годы в моховых микроландшафтах болот зоны избыточного увлажнения уровни в августе и сентябре снижаются до —50, —70 см. В условиях, например, пойменных низинных болот Полесья уровни в августе и сентябре достигают —80, —100 см от поверхности болота, так что при мелкозалежных массивах почти вся торфяная толща часто лишена грунтовой воды и в ней заключается лишь капиллярная влага. Уровни грунтовых вод в эти месяцы из года в год отличаются большим непостоянством, поэтому и суммарное испарение подвержено значительным колебаниям в зависимости от обеспеченности капиллярным подтоком зоны обитания корней основной массы растений, составляющей растительный покров данного микроландшафта.

Из сопоставления уровней с величинами испарения в августе и сентябре нетрудно видеть (см. табл. 32), что минимальные значения испарения, наблюдавшиеся в августе в 1947 и 1948 гг., соответствуют и наиболее низким среднемесячным уровням. Аналогичные данные и в сентябре 1948 и 1949 гг. Разумеется, что при этом нельзя искать однозначной связи между уровнем и величиной испарения.

Эти данные показывают, что на моховых болотных микроландшафтах с момента опускания уровня грунтовых вод ниже поверхности мохового покрова непосредственное испарение со смоченной поверхности затруднено благодаря более или менее плотному смыканию мохового ковра. По мере снижения уровня удельный вес транспирации растительностью в суммарном испарении все время повышается, пока горизонт грунтовых вод не достигнет критического положения, при котором транспирация также резко снижается.

В микроландшафтах травяного типа с понижением уровня грунтовых вод также наблюдается снижение испарения хотя критическая глубина для транспирации растениями здесь больше, поскольку деятельный горизонт в них имеет более мелкопористую структуру, поверхностный слой с крупными порами тоньше, а растительность имеет более глубокие корневые системы. Ввиду этого зона капиллярного увлажнения не столь мала, как в моховом очесе.

Особенностью моховых болотных микроландшафтов является также высокая осмотическая влагоемкость мхов, в особенности сфагновых, и способность их весьма быстро испарять в сухую и теплую погоду заключенную внутри стеблей и листьев воду,

а также быстро поглощать влагу от выпадающих осадков и при конденсации паров из воздуха в ночные часы.

Испаряя осмотическую воду и не насыщаясь влагой из нижележащих слоев торфа при стоянии уровня грунтовых вод ниже критической глубины, сфагновые мхи в сухую и жаркую погоду почти полностью высыхают, их стебли и листья становятся хрупкими и легко ломаются. Просыхание мохового ковра может быть настолько велико, что при стоянии грунтовых вод в болоте на глубине 50 см моховые микроландшафты легко подвержены пожарам; при этом горит верхний тонкий слой мха, лишенный осмотической влаги.

Благодаря этим особенностям моховых болотных микроландшафтов суточный ход испарения на них отличается большой амплитудой колебаний.

Особенностью лесных болотных микроландшафтов является защищенность поверхности болота более или менее густым древесным ярусом. Это создает совершенно отличные условия теплообмена и испарения от всех остальных болотных микроландшафтов, лишенных древесного яруса. Влияние древесного яруса на испарение сказывается в двух главных направлениях. С одной стороны, древесный ярус совершенно видоизменяет тепловой режим деятельного горизонта и торфяной залежи и создает особые условия для турбулентного обмена влаги и тепла в приземных слоях атмосферы, с другой — древесная растительность создает совершенно иной режим испарения благодаря собственной транспирации влаги из болота и влиянию на транспирацию растений нижних ярусов (мхов, кустарничков, травянистых растений).

Весьма грубо можно считать, что процесс испарения с лесных болотных микроландшафтов аналогичен процессу испарения с лесных угодий, когда уровни грунтовых вод стоят близко к поверхности почвы, не более 30—40 см от поверхности. Более глубокое расположение корневых систем древесной растительности, чем растений нижнего яруса, должно обеспечивать транспирацию и в периоды наиболее низких горизонтов грунтовых вод, когда уже моховая и травяная растительность не питаются влагой из зоны капиллярного увлажнения и резко снижают транспирацию.

Поэтому в условиях лесных болотных микроландшафтов испарение с понижением уровня грунтовых вод должно падать значительно меньше, чем на моховых и травяных.

Косвенным показателем повышенного испарения с лесных болотных микроландшафтов по сравнению с моховыми является большая амплитуда колебаний уровней грунтовых вод в них, а также более низкий летний минимум стояния грунтовых вод. Как видно из табл. 19, сосняк кустарничково-сфагновый имеет, например, среднеголетний летний минимум на 22 см ниже, чем сфагновик пушицево-кустарничковый. То же относится и к соснякам других типов.

Мы рассмотрели пока ряд особенностей в условиях испарения на болотах, связанных лишь с одной стороной процесса испарения — с водообеспеченностью испаряющей поверхности и характером растительного покрова болота и влиянием их на интенсивность испарения.

Но процесс испарения имеет и другую сторону — энергетическую, которая определяется энергетическим балансом в зоне протекания процесса испарения. Энергетический баланс зависит от метеорологических факторов, влияющих на количество солнечной энергии, поступающей в зону испарения, и от физических свойств поверхностного слоя почв и грунтов и характера растительного покрова, определяющих количество энергии, расходуемой на испарение, отражение, излучение, теплообмен с атмосферой и на нагрев почв-грунтов.

§ 45. Тепловые свойства деятельного горизонта болот

Тепловые свойства деятельного горизонта и торфяной залежи болот характеризуются тепловыми константами: теплопроводностью λ , объемной теплоемкостью c_p и температуропроводностью $k_t = \frac{\lambda}{c_p}$ и их изменением в зависимости от влажности и температуры.

Торф и растительный очес, находящиеся в естественном состоянии, представляют собой трехфазную систему, состоящую из твердого органического скелета с небольшим лишь содержанием минеральных веществ, воды и воздуха (или газов).

Теплоемкость и теплопроводность торфяной залежи и растительного горизонта зависят от объемного соотношения твердой, жидкой и газообразной фаз. Так как теплоемкость многофазной среды равна сумме теплоемкостей составляющих ее фаз, то теплоемкость торфа (и растительного слоя) может быть выражена следующим образом:

$$c_p = c_1\eta_1 + c_2\eta_2 + c_3\eta_3, \quad (104)$$

где c_p — объемная теплоемкость торфа в $\text{кал/см}^3 \text{град}$; c_1, c_2, c_3 — объемные теплоемкости соответственно воды, твердого вещества и воздуха; η_1, η_2, η_3 — доли единицы объема, занятые соответственно водой, твердым скелетом торфа и воздухом.

Теплоемкость воздуха при нормальном давлении равна $0,31 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см}^3 \text{град}$, теплоемкость твердого органического вещества может быть принята близкой к теплоемкости сухой древесины и равна $\sim 0,16 \text{ кал/см}^3 \text{град}$ (или $0,33 \text{ кал/г град}$), теплоемкость же воды равна $1 \text{ кал/см}^3 \text{град}$. Вследствие малости величины теплоемкости воздуха в сравнении с теплоемкостью воды, ею можно пренебречь. Влияние на величину теплоемкости содержания твердой фазы также очень невелико, так как объем-

ное содержание сухого вещества в торфе незначительно и составляет в среднем 7%, а в верхних растительных горизонтах, — всего 1,5—2%. Ввиду этого значение теплоемкости в торфе и особенно в верхних растительных горизонтах, составляющих главную часть деятельного слоя, определяется в основном содержанием воды, т. е. объемной влажностью. Нетрудно вычислить, что максимальная теплоемкость растительного очеса у поверхности растительного покрова при полном насыщении пор водой составляет

$$c_p = 1 \cdot 0,98 + 0,16 \cdot 0,02 = 0,9832 \text{ кал/см}^3\text{град.}$$

Аналогично теплоемкость торфа, если принять содержание газов равным 7%, объемное содержание сухого вещества также 7% и пренебречь объемной теплоемкостью газов, будет

$$c_p = 1 \cdot 0,86 + 0,16 \cdot 0,07 = 0,861 \text{ кал/см}^3\text{град.}$$

Отсюда непосредственно видно, что полная теплоемкость почти равна теплоемкости жидкой фазы и при выражении ее в соответствующих единицах численно равна влажности. В практических расчетах поэтому можно пренебрегать теплоемкостью газообразной и твердой фаз.

Изменение теплоемкости в деятельном горизонте болотных массивов при колебаниях уровня грунтовых вод следует, таким образом, целиком изменению влажности. Если известна кривая распределения полной влажности (капиллярной + осмотической влажности) по высоте деятельного горизонта над уровнем грунтовых вод, то тем самым нам известна и теплоемкость всего слоя, залегающего выше уровня грунтовых вод, а также распределение теплоемкости по высоте деятельного слоя. Изменение теплоемкости деятельного горизонта во времени зависит, таким образом, от положения уровня грунтовых вод, с одной стороны, и от изменения влажности над капиллярной зоной благодаря осадкам, конденсации и испарению, вызывающим изменения в осмотической влажности.

Так как изменение влажности поверхностных растительных горизонтов происходит в широких пределах, от полного насыщения водой в осенние и весенние периоды до состояния почти полного высыхания в жаркие, летние, бездождные периоды при низком горизонте грунтовых вод, то соответственно и теплоемкость верхних слоев деятельного горизонта в течение годового цикла изменяется в больших пределах.

Ниже уровня грунтовых вод теплоемкость остается практически постоянной величиной.

Значительно более сложной является зависимость для теплопроводности в деятельном горизонте болотных массивов. Этот вопрос был экспериментально исследован В. В. Романовым и О. Д. Рожанской [35] для деятельного горизонта моховых болотных микроландшафтов.

Передача тепла в пористой (трехфазной) среде, каковую представляет моховой очес и подстилающие его слабо разложившиеся слои торфа, происходит путем:

1) молекулярной теплопроводности через жидкую, твердую и газообразную фазы,

2) лучистого обмена тепла между противоположными стенками пор,

3) конвективного переноса тепла в жидкости,

4) переноса тепла жидкостью при ее движении в порах под воздействием разности капиллярного натяжения менисков при различной температуре,

5) переноса тепла с водяным паром, перемещающимся через свободные от воды поры из слоев с более высокой температурой в слои с более низкой температурой.

Доля лучистого обмена в порах в величине общей теплопередачи очень незначительна и ею можно пренебречь в сравнении с прочими составляющими. Также незначительна величина теплопередачи, обусловленная молекулярной теплопроводностью через твердую и газообразную среду, вследствие малого содержания твердого вещества и малой теплопроводности газов по сравнению с теплопроводностью воды. Что касается переноса тепла конвективным обменом в воде, капиллярным перемещением жидкости в порах и диффузией пара в незаполненных водой порах, то все эти три вида переноса тепла зависят от температуры и влажности, т. е. от степени заполнения пор водой. Таким образом, коэффициент теплопроводности, или точнее теплопереноса (поскольку передача тепла от слоя к слою обусловлена не только молекулярной теплопроводностью), для слоев деятельного горизонта может рассматриваться как функция температуры и влажности.

На основании экспериментальных исследований теплопередачи, произведенных на образцах мохового очеса, В. В. Романовым и О. Д. Рожанской была получена зависимость для коэффициента теплопереноса в деятельном слое для моховых (сфагновых) микроландшафтов в следующей форме:

$$\lambda = \lambda_{6,10} + m(\eta - 10) + 1,583 \cdot 10^{-5}(t - 6) + 0,0417 \cdot 10^{-5}\eta(t - 6), \quad (105)$$

где $\lambda_{6,10}$ — значение коэффициента теплопереноса при температуре 6° и влажности $\eta = 10\%$, примерно равное $7 \cdot 10^{-5}$ кал/см сек град; m — постоянная, величина которой колеблется от $1,0 \cdot 10^{-5}$ до $0,72 \cdot 10^{-5}$; η — объемная влажность, выраженная в процентах; t — температура очеса в градусах.

Зависимость (105) дает, таким образом, возможность подсчитать теплопроводность, если известна влажность и температура очеса.

Так как влажность над уровнем грунтовых вод, особенно в самых верхних слоях сфагнового ковра, изменяется в широких пределах, то и теплопроводность в верхних горизонтах является сильно переменной величиной, изменяющейся как во времени, так и в пространстве в зависимости от типа болотного микроланд-

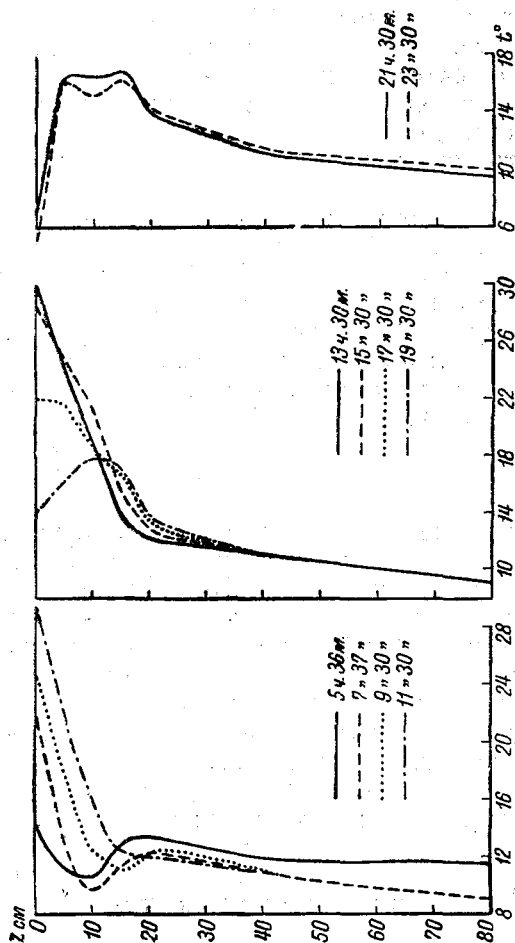


Рис. 89. Изохроны распределения температур в сфагнике кустарничковом, обле-
сенном низкорослой сосной.

шафта. Резкие различия в теплопроводности и теплоемкости деятельного горизонта в различных микроландшафтах обуславливают и разный тепловой режим на поверхности болота. На топяных и сильно обводненных участках болотных массивов теплопроводность и теплоемкость верхних горизонтов имеют большие значения; на сфагновиках кустарничковых, кустарничково-пушицевых и др. в летние периоды при низких горизонтах грунтовых вод теплопроводность и теплоемкость сфагнового ковра резко сни-

жаются. В результате в ночные часы при ясном небе и интенсивном излучении тепла поверхностью болота наиболее сильное охлаждение поверхности болота наступает на моховых и мохово-травяных микроландшафтах. Вследствие этого, несмотря на малую влажность воздуха над моховыми микроландшафтами, ночные туманы над ними появляются раньше, чем над обводненными. На моховых микроландшафтах наблюдаются заморозки даже в летние месяцы (июль, август). Напротив, на топяных участках, сильно обводненных, где потери тепла на излучение успевают компенсироваться потоком тепла к поверхности от нижележащих слоев, образование туманов, как правило, наблюдается ночью гораздо позже, а заморозки в летние месяцы не имеют места.

На рис. 89 представлены изохроны распределения температур по глубине торфяной залежи в течение суточного цикла в августе. Кривые относятся к сфагновому кустарничковому (центральные части выпуклых болотных массивов), облесенному низкорослой сосной. Как видно из графика, резкие колебания температуры имеют место в верхнем 20-см слое над уровнем грунтовых вод и затухают уже на глубине от 20 до 40 см, где имеет место полное насыщение пор водой.

§ 46. Методы измерения испарения на болотах

Методы измерения испарения с болот, принципиально не отличаются от методов, применяемых для измерения испарения в других естественных условиях. Поэтому основное внимание следует обратить на те стороны методики измерений, которые являются специфическими для условий болот, и лишь в самых кратких чертах изложить сущность каждого метода, так как подробное изложение теории испарения и методики производства измерений представляет уже специальный вопрос, далеко выходящий за рамки задач гидрологии болот.

Из всех предложенных в последнее время и ранее применявшихся методов измерения испарения с поверхности суши и водоемов можно выделить три основных:

1) метод, основанный на измерении количества влаги в почве, расходуемой на испарение. К этому методу относятся все измерения испарения с помощью весовых испарителей и лизиметров;

2) метод, основанный на измерении в приземных слоях атмосферы количества влаги, отводимой от испаряющей поверхности. К этому методу следует отнести все приемы измерения испарения, основанные на теории турбулентного обмена воздушных масс в приземных слоях атмосферы;

3) метод энергетический, основанный на измерении энергетического баланса и затрат тепла на испарение.

1. Измерение испарения с помощью весовых испарителей и испарителей-лизиметров. В усло-

виях болот величины испарения, которые можно получить с помощью испарителей, в некотором отношении могут лучше отражать действительные величины испарения, чем в условиях минеральных грунтов.

Известно, что наиболее слабой стороной измерений испарения с суши с помощью испарителей является неопределенность граничных условий, создаваемых в монолите почвы, закладываемой в испаритель. Главной трудностью является поддержание в монолите того же режима влажности, которое имеет место в окружающем испаритель естественном грунте. Значительные трудности представляет также точный контроль за изменением влажности в испарителе.

При более или менее глубоком залегании уровней грунтовых вод осуществление испарителя, дно которого было бы ниже уровня грунтовых вод, представляет большие технические трудности из-за получающихся при этом больших размеров испарителя. Между тем для установления режима влажности в испарителе, соответствующего окружающей почве и грунту, такое решение является единственно надежным, дающим возможность регулировать уровень грунтовой воды в испарителе в соответствии с уровнем ее в окружающем грунте. В применяемых испарителях небольших размеров дно испарителя находится, как правило, выше естественного уровня грунтовых вод. Способы искусственного подпитывания монолита водой, несмотря на ведущиеся в этом направлении исследования, пока не дают убедительных результатов в отношении возможности поддержания одинакового режима влажности в испарителе с окружающими грунтами.

В условиях болот этот основной дефект малых испарителей в значительной мере устраняется сам собой. При высоте испаряющего сосуда 60 см практически обеспечивается захват испарителем всей амплитуды колебания уровней грунтовых вод в большинстве болотных микроландшафтов. При условии регулирования уровня воды в монолите по окружающему естественному горизонту грунтовых вод, можно считать, что режим влажности в монолите должен быть, во всяком случае, весьма близким режиму влажности в окружающем микроландшафте. Остаются неустраненными второстепенные, искажающие водный и тепловой режим в монолите недостатки: влияние на теплообмен стенок испаряющего сосуда, которое должно быть больше, чем в минеральных грунтах, и отсутствие свободного влагообмена в горизонтальном направлении между монолитом и окружающими естественными слоями торфяного грунта и растительности.

Все это дает основание считать, что измерение испарения с помощью малых испарителей в условиях болот должно давать не только относительные данные, характеризующие испаряемость в различных болотных микроландшафтах, но и абсолютные значения испарения в естественных условиях. Это подтверждается, в частности, близким совпадением результатов расчета средних

значений испарения, получаемых методом водного баланса, с данными измерений, полученными по испарителям Рыкачева (см. § 47) за десятилетний период наблюдений.

На рис. 90 представлена одна из последних конструкций болотного испарителя-лизиметра малых размеров, примененного ГГИ.

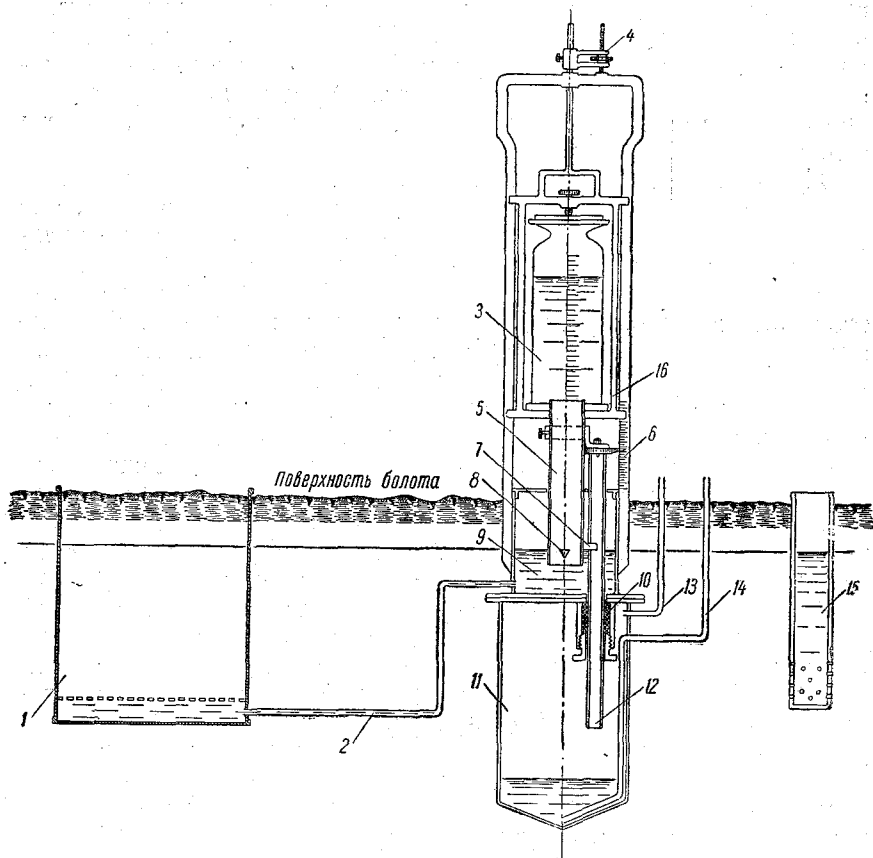


Рис. 90. Испаритель для измерения испарения в условиях болот.

Испаритель состоит из испаряющего сосуда 1, в котором закладывается постоянный торфяной монолит ненарушенной структуры с естественным растительным покровом, и измерительного и регулирующего устройства, соединяющегося с сосудом гибким шлангом 2.

В резервуаре 9 и в испаряющем сосуде 1, сообщающихся между собой трубкой 2, поддерживается постоянный уровень воды. Это достигается с помощью компенсационного сосуда 8 (закрытого сверху), подающей воду трубки 5 с отверстием 8

и сливной трубки 12 с отверстием 7, закрепленных на перемещающейся с помощью винта 4 вверх и вниз раме 16.

При понижении уровня воды в сосуде 1 одновременно понижается уровень в резервуаре 9. Как только уровень снизится ниже верхней грани отверстия 8, через трубку 5 в сосуд 3 проникает воздух и по трубке в резервуар 9 сливается вода до тех пор, пока уровень в испарителе и резервуаре не подымется на прежнюю высоту, до верхней грани отверстия 8. При выпадении осадков весь излишек воды сливается через отверстие 7 и трубку 12, проходящую через сальник 10, в сливной резервуар 11, откуда с помощью насоса через трубку 14 вода откачивается и количество ее измеряется с помощью обыкновенного дождемерного стакана. Трубка 13 при этом служит для подачи в сливной резервуар воздуха.

О количестве испарившейся влаги из испарителя судят по понижению уровня в компенсационном сосуде 3; для отсчета служит шкала, нанесенная непосредственно на стекло сосуда.

Для поддержания в испаряющем сосуде такого же уровня грунтовых вод, как и в окружающем болоте, с помощью винта 4 всю регулирующую систему перемещают на ту или другую высоту, так чтобы сливное отверстие 7 и отверстие 8 (верхняя грань) находились на уровне естественных грунтовых вод. Для этого служит шкала 6 с указателем на передвижной раме и водомерная скважина 15, по которой делают отсчеты уровня грунтовых вод от верхнего обреза обсадной трубы, увязанного по высоте со шкалой 6.

Такой испаритель измеряет, таким образом, не испарение с поверхности растительного покрова, а количество воды, отведенное в верхние слои (от уровня грунтовых вод). Поэтому изменение влажности слоя между уровнем воды в сосуде и поверхностью не учитывается. Вследствие небольшой толщины этого слоя величина испарения с поверхности монолита быстро компенсируется отводом воды от уровня грунтовых вод. При измерении испарения за более или менее длительные промежутки времени, например 2—3 суток, испарение с поверхности совпадает с количеством воды, отведенным от уровня грунтовых вод на испарение. Испаритель в этом случае дает и величину испарения с поверхности растительного покрова.

При низком стоянии уровня грунтовых вод (более 30—40 см от поверхности) для уточнения данных по испарению следует пользоваться показаниями дождемера или самописца дождя, который следует помещать рядом с испарителем. При этом по разности между выпавшими осадками, измеренными количеством слившейся воды в сливной резервуар испарителя 11 и количеством отведенной воды от уровня грунтовых вод (по испарителю), можно на любой момент подсчитать изменение количества влаги, заключенной в слое между поверхностью растительного покрова и уровнем грунтовых вод.

2. Определение испарения путем измерения турбулентного обмена в приземных слоях атмосферы (метод турбулентной диффузии). Этот метод в настоящее время начинает находить все более широкое применение для исследования испарения с поверхности водоемов и с поверхности суши.

В последние годы этот метод начал применяться также и для измерения испарения с болот. Правда, до настоящего времени применение этого метода для болот не вышло еще из стадии экспериментальных исследований.

В области теории турбулентного обмена в нижних слоях атмосферы, благодаря трудам ряда советских метеорологов и физиков (А. М. Обухова [30], Д. Л. Лайхтмана [26], М. И. Будыко [2] и др.), к настоящему времени достигнуты значительные успехи, позволяющие вести расчеты испарения на основании наблюдений над градиентами температур, влажности воздуха и скорости ветра в приземных слоях атмосферы.

Рассмотрим в кратких чертах сущность этого метода, основываясь на работах Д. Л. Лайхтмана [25], [26].

Уравнение турбулентной диффузии, выражающее обмен тепла и водяного пара, заключенных в воздухе над испаряющей поверхностью, происходящий благодаря обмену воздушных масс, представляется в следующей форме:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial y} \kappa(y) \frac{\partial S}{\partial y}, \quad (106)$$

где под S подразумевается или содержание тепла в единице объема атмосферы, если речь идет о потоке тепла, или количество водяного пара в единице объема атмосферы, или удельная влажность; y — высота, отсчитываемая от испаряющей поверхности, t — время, $\kappa(y)$ — коэффициент турбулентности, являющийся функцией высоты y .

Уравнение (106) показывает, что изменение с течением времени тепла или влажности в каком-либо слое атмосферы, находящемся на расстоянии y от испаряющей поверхности, равно изменению с высотой произведения коэффициента турбулентности на градиент теплосодержания или влажности.

Для установившегося турбулентного потока $\frac{\partial S}{\partial t} = 0$. Следовательно, из (106) получаем, что

$$\kappa(y) \frac{\partial S}{\partial y} = \text{const} = -W. \quad (107)$$

При турбулентном потоке тепла ($W = W_T$) уравнение (107) принимает вид

$$W_T = -\rho c_p \kappa(y) \frac{\partial T}{\partial y}; \quad (108)$$

при турбулентном потоке водяного пара ($W = W_n$)

$$W_n = -\rho \kappa(y) \frac{\partial w}{\partial y}, \quad (109)$$

где ρ — плотность воздуха в г/см³, c_p — теплоемкость воздуха в кал/г град, T — температура воздуха в градусах, w — удельная влажность в г (пара)/см³.

Из уравнений (108) и (109) видно, что, измеряя градиент температуры $\frac{\partial T}{\partial y}$ и градиент влажности $\frac{\partial w}{\partial y}$, можно подсчитать поток тепла и водяного пара от испаряющей поверхности в атмосферу, если известен коэффициент турбулентности $\kappa(y)$.

При выводе уравнений (108) и (109) делается одно существенное предположение о том, что обмен тепла и влаги при турбулентном обмене воздушных масс происходит по одинаковому закону и выражается одним и тем же коэффициентом турбулентности $\kappa(y)$. Это предположение экспериментально подтверждено М. П. Тимофеевым.

Основной теоретической трудностью применения уравнений (108) и (109) для расчета испарения и теплового потока является установление зависимости коэффициента турбулентности от влияющих на него факторов. Для вычисления коэффициента турбулентности в настоящее время предложен ряд методов. Останемся лишь на одном из них.

Согласно предложению, сделанному Д. Л. Лайхтманом, при определении величины коэффициента турбулентности необходимо различать два режима движения воздуха в приземных слоях атмосферы:

1) режим развитой шероховатости, характеризующий главным образом неустойчивые состояния атмосферы, возникающие при сверхадиабатических температурных градиентах;

2) режим квазиламинарный, характеризующий условия развития турбулентного обмена при инверсиях температуры.

Для первого случая коэффициент турбулентности выражается в зависимости от высоты y следующим образом:

$$\kappa(y) = \left(\frac{\chi_0 y_0^\varepsilon}{1 - \varepsilon} \right)^2 \operatorname{tg} \beta y^{1-\varepsilon}. \quad (110)$$

Для состояния инверсий

$$\kappa(y) = \left(\frac{\alpha y}{\delta} \right)^2 \frac{y^{1-\varepsilon}}{\operatorname{tg} \beta}. \quad (111)$$

В зависимости (110) ε — параметр, характеризующий устойчивость воздуха; y_0 — параметр, характеризующий шероховатость обтекаемой ветром испаряющей поверхности; χ_0 — аэродинамическая постоянная с поправками на зависимость ее от y_0 и ε ; $\operatorname{tg} \beta$ —

величина, зависящая от скорости ветра u_1 на некоторой фиксированной высоте y_1 и параметров ϵ и y_0 :

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{u_1 \epsilon}{y_1^\epsilon - y_0^\epsilon}.$$

В зависимости (111) ν — молекулярный коэффициент вязкости, α — экспериментальная величина ($\alpha \cong 10,5$), δ — толщина ламинарного подслоя, зависящая от параметра устойчивости и скорости ветра, остальные обозначения прежние.

Вычисление коэффициента турбулентности $\kappa(y)$ по вышеприведенным формулам производится на основании наблюдений над профилем скорости ветра. Детально разработанные приемы вычисления и порядок определения входящих в зависимости (110) и (111) параметров излагаются в специальных работах Д. Л. Лайхтмана и М. П. Тимофеева [26] и Т. А. Огневой. Отметим, что для практического использования метода при подсчете испарения и теплоотдачи с испаряющей поверхности необходимо производить измерения скоростей ветра на 4—6 высотах в пределах 10—15 м высоты над испаряющей поверхностью. Даются также приемы вычисления $\kappa(y)$ для случаев, когда наблюдения над скоростью ветра имеются только в двух точках, на высотах до 3—5 м.

Для расчета испарения и теплоотдачи, помимо профиля скоростей ветра, должны измеряться соответственно влажности воздуха и температуры. При необходимости более точного расчета их измеряют на 5—6 высотах. Но расчет можно вести и на основании измерения влажности и температуры лишь на двух высотах. В последнем случае окончательные расчетные зависимости, вытекающие из основных уравнений (110) и (111), при замене в них градиентов $\frac{\partial w}{\partial y}$ и $\frac{\partial T}{\partial y}$ конечными разностями и при применении упомянутых выше приемов вычисления коэффициента турбулентности получают достаточно простой вид

$$W_{\text{и}} = 0,048 (e_1 - e_2) \kappa_1 \frac{\epsilon}{y_2^\epsilon - y_1^\epsilon}, \quad (112)$$

$$W_{\text{т}} = 1,87 (T_1 - T_2) \kappa_1 \frac{\epsilon}{y_2^\epsilon - y_1^\epsilon}, \quad (113)$$

где $W_{\text{и}}$ — скорость испарения в мм/мин, e_1 и e_2 — влажность в миллибарах на высотах y_1 и y_2 в метрах, κ_1 — коэффициент турбулентности в м²/сек на высоте $y = 1$ м; $W_{\text{т}}$ — теплоотдача в атмосферу в кал/см² мин, T_1 и T_2 — разности температур на высотах y_1 и y_2 , ϵ — параметр, характеризующий степень устойчивости атмосферы.

Несмотря на достаточно простой вид окончательных выражений, практические вычисления коэффициента турбулентности, а также и коэффициента устойчивости ϵ , входящих в эти выражения, представляют весьма трудоемкую работу, в особенности при

большом количестве наблюдений. Это является известным недостатком метода. Зато значительным преимуществом метода турбулентного обмена по сравнению с измерениями испарения с помощью испарителей является ненарушенность естественных условий испарения и измерение фактического потока водяного пара, отводимого от испаряющей поверхности в атмосферу. Таким образом, этот метод должен служить контрольным методом при измерениях испарения с помощью испарителей.

Ведущиеся в настоящее время экспериментальные исследования по измерению испарения с болот методом турбулентного обмена должны в ближайшее время дать ответ о степени применимости его к условиям болотных микроландшафтов, а также выяснить, какие из предложенных теоретических схем расчета коэффициента турбулентности наилучшим образом удовлетворяют условиям теплообмена и влагообмена с поверхности болот.

Недостатком метода для условий болот является его неприменимость в лесных болотных микроландшафтах. Измерение испарения этим методом может производиться лишь на необлесенных или слабо облесенных болотных микроландшафтах низкорослыми деревьями. При средней густоте облесения и высоте деревьев от 3 до 5 м этот метод практически уже вряд ли может быть применимым как вследствие отклонения профиля ветра, благодаря влиянию древостоя, от принимаемых в теории форм вертикального профиля скоростей ветра над испаряющей поверхностью, так и вследствие транспирации самими деревьями, которая при средней густоте облесенности может составлять уже значительную долю в общем испарении. В основном это относится к лесным болотным микроландшафтам, где испарение древесной растительностью должно составлять значительную часть суммарного испарения и режим ветра, влажности и температуры над поверхностью болота целиком определяется наличием древесного яруса.

3. Определение испарения методом теплового баланса. Определение испарения этим методом основано на измерении всех составляющих энергетического баланса у испаряющей поверхности.

Рассмотрим баланс тепла в некотором поверхностном слое залежи толщиной $z = b$.

Обозначая количество энергии, подводимое в единицу времени на единицу поверхности болота S_s , количество тепла, отведенное от поверхности болота в атмосферу, A и количество тепла, отведенное за единицу времени в торфяную залежь, S_z , можем, очевидно, написать уравнение теплового баланса в следующем виде:

$$A = S_s - S_z. \quad (114)$$

Приход тепловой энергии на поверхность болота определяется радиационным балансом

$$S_s = S_r - S_0 - S_{ef}, \quad (115)$$

где S_r — суммарная величина прямой и рассеянной солнечной радиации, S_0 — отраженная радиация от поверхности болота, S_{ef} — эффективное тепловое излучение поверхностью болота.

Тепловой поток S_3 в торфяную залежь приближенно будет равен изменению запаса тепла в некотором слое b в течение расчетного промежутка времени и количеству тепла, отведенному за то же время от нижней плоскости этого слоя в более глубокие слои торфяной залежи, при некотором среднем за период подсчета градиенте температур $\frac{dT}{dz}$ (при $z > b$). Такое представление составляющей S_3 будет справедливо для относительно коротких промежутков времени.

В соответствии с этим значение члена S_3 будет определяться следующим образом:

$$S_3 = \int_{z=0}^{z=b} c_p \Delta T dz + \lambda \frac{dT}{dz}, \quad (116)$$

где c_p — объемная теплоемкость слоев торфяной залежи до глубины $z = b$, являющаяся функцией глубины залегания слоя; ΔT — изменение температуры за единицу времени в элементарном слое залежи, являющееся в каждый данный момент времени только функцией глубины слоя z ; T — температура залежи; λ — коэффициент теплопроводности слоев торфяной залежи, залегающих на глубине $z > b$.

Отток тепла от поверхности болота в атмосферу A будет расходоваться, с одной стороны, на скрытую теплоту парообразования A_n (т. е. собственно на испарение) и на поток тепла W_t , обусловленный перемешиванием приземных слоев воздуха с вышележащими.

Но поток тепла W_t выражается уравнением турбулентного теплообмена (108), а количество тепла, затраченного на испарение, соответственно определится величиной турбулентного потока водяного пара от подстилающей поверхности, выражаемого уравнением (109).

Тогда имеем следующие три уравнения:

$$\left. \begin{aligned} A &= A_n + W_t, \\ W_t &= -\rho c_p \kappa(y) \frac{\partial T}{\partial y}, \\ A_n &= m W_n = -\rho m \kappa(y) \frac{\partial w}{\partial y}, \end{aligned} \right\} \quad (117)$$

где m — скрытая теплота парообразования.

В этих уравнениях измеряемыми величинами являются градиенты температуры и влажности $\frac{\partial T}{\partial y}$ и $\frac{\partial w}{\partial y}$ и общий отток тепла от

поверхности A [как остаточный член теплового баланса из уравнений (114) и (115)], а неизвестными величинами — затраты тепла на испарение $A_{\text{и}}$, $W_{\text{т}}$ и $\chi(y)$. Подставляя в первое уравнение значения $W_{\text{т}}$ и $A_{\text{и}}$ по второму и третьему уравнениям, получаем выражение для коэффициента турбулентности

$$\chi(y) = \frac{A}{-\rho \left(m \frac{\partial w}{\partial y} + c_p \frac{\partial T}{\partial y} \right)}. \quad (118)$$

Подставляя его в третье уравнение, получаем выражение для затраты тепла на испарение

$$A_{\text{и}} = \frac{mA \frac{\partial w}{\partial y}}{m \frac{\partial w}{\partial y} + c_p \frac{\partial T}{\partial y}}, \quad (119)$$

откуда величина испарения найдется делением $A_{\text{и}}$ на скрытую теплоту парообразования:

$$W_{\text{и}} = \frac{A \frac{\partial w}{\partial y}}{m \frac{\partial w}{\partial y} + c_p \frac{\partial T}{\partial y}}. \quad (120)$$

Заменяя значения производных для практического измерения градиентов влажности и температуры с высотой отношениями конечных разностей, имеем

$$W_{\text{и}} \approx \frac{A \frac{\Delta w}{\Delta y}}{m \frac{\Delta w}{\Delta y} + c_p \frac{\Delta T}{\Delta y}} = \frac{A (w_1 - w_2)}{m (w_1 - w_2) + c_p (T_1 - T_2)}, \quad (121)$$

где w_1 , T_1 , w_2 , T_2 — значения влажностей и температур, измеренных на двух различных высотах y_1 и y_2 в приземных слоях воздуха (практически на высотах от 0,5 до 3 м).

Величина остаточного члена теплового баланса подсчитывается на основании (114), (115) и (116) по выражению

$$A = S_r - S_0 - S_{\text{эф}} - \left(\int_0^b c_p \Delta T dz + \lambda \frac{dT}{dz} \right), \quad (122)$$

где все величины должны быть известны из измерений.

Формулы (121) и (122) могут служить для практических вычислений испарения по данным измерений. Измерения заключаются в определении полной прямой и рассеянной солнечной радиации S_r и отраженной радиации от земной поверхности S_0 с помощью альбедометров, в определении температуры поверхности болота и температуры на различных глубинах в деятельном гори-

зонте и в торфяной залежи. Эти измерения дают возможность вычислить эффективное излучение поверхности болота S_{ef} (по температуре поверхности) общезвестными способами, а также определить температурный градиент $\frac{dT}{dz}$ по кривым распределе-

ния температур, построенным для торфяной залежи. На основании этих же температурных кривых (рис. 89) определяется глубина слоя b , в котором в пределах интересующего нас в подсчете интервала времени наблюдаются резкие изменения распределения температуры. Ниже слоя b распределение температур остается за расчетный промежуток времени практически постоянным.

На основании этих изохрон распределения температуры подсчитываются за расчетные промежутки времени значения интеграла в выражении (122) путем планиметрирования площадей

между изохронами, а градиент $\frac{dT}{dz}$ — по неизменяющейся части

изохрон (глубже слоя b). Следует отметить, что точное измерение температуры в деятельном горизонте и в более глубоких слоях торфяной залежи одновременно в нескольких точках представляет практически не столь простую задачу. Использование для этого савиновских и обычных вытяжных термометров не может быть рекомендовано ввиду больших погрешностей при измерениях. Значительно более точным способом следует считать применение чувствительных высокоомных термометров сопротивления, так называемых термистров, для измерения температуры в торфяной залежи и в деятельном слое и термопауков для измерения температуры поверхности болота.

Тепловые константы c_p и λ , входящие в правую часть выражения (122), могут быть или приняты по уже известным для болот данным (см. § 44) или измеренными одновременно с температурой с помощью специальных приборов. Теплопроводность же λ для более глубоких слоев, залегающих ниже уровня грунтовых вод, может быть принята постоянной и равной теплопроводности воды при данной температуре.

Кроме указанных температурных измерений и измерений радиационного баланса, для вычисления испарения по зависимости (121) необходимо иметь измерения влажностей и температур воздуха на двух высотах. Последние могут осуществляться с помощью обычных аспирационных психрометров или с помощью электропсихрометров.

Методы турбулентного обмена и энергетического баланса для измерения испарения в условиях болот должны, несомненно, получить в ближайшем будущем широкое применение для установления зависимости величин испарения в различных болотных микроландшафтах от основных гидрометеорологических факторов. Но в настоящее время они еще не вышли из стадии экспериментальных исследований.

Метод энергетического баланса в изложенной форме недавно был впервые применен для измерения испарения с болот В. В. Романовым [33] на болотной станции ГГИ.

Необходимо отметить, что существенным преимуществом энергетического метода в изложенной форме по сравнению с методом турбулентной диффузии является определение коэффициента турбулентности не на основании ветрового профиля, а на основании теплового баланса испаряющей поверхности. Следовательно, единственным допущением, которое делается в этом методе, является предположение, относящееся к основным уравнениям турбулентного потока (108) и (109), что перенос воздушными массами водяного пара и тепла описывается одним и тем же законом турбулентного обмена. Однако это допущение менее всего может быть подвергнуто сомнениям, исходя из физических соображений и экспериментальных данных.

Энергетический метод измерения испарения, при некоторых его видоизменениях и усовершенствовании практических приемов измерения, сможет быть применен и для измерения суммарного испарения с лесных и облесенных моховых болотных микроландшафтов, что до сего времени остается практически нерешенной задачей.

§ 47. Расчеты испарения с болот, основанные на водном балансе

Определение величины испарения с болот целесообразно вести несколькими путями: методом прямого измерения с помощью испарителей, методами измерения турбулентной диффузии и теплового баланса и расчетными методами, основанными на водном балансе. Методы турбулентной диффузии и теплового баланса в настоящее время получают все более широкое распространение в гидрологии для исследования испарения. В то же время с практической точки зрения метод водного баланса в условиях болот является наиболее удобным и простым, так как расчет испарения с помощью его ведется на основании данных наблюдений над уровнями грунтовых вод и осадками, т. е. на основании тех элементов, которые входят в комплекс наблюдений любого гидрологического болотного поста.

Рассмотренный в главе V метод расчета стока с болотных массивов основан на применении двух основных условий: стабильности уклонов зеркала грунтовых вод и функций распределения коэффициентов фильтрации в однотипных микроландшафтах.

При применении метода водного баланса для расчетов испарения с болот, помимо этих условий используются зависимости коэффициентов водоотдачи деятельного горизонта болот от уровня грунтовых вод в различных типах микроландшафтов.

Рассмотрим два метода расчета: 1) метод, основанный на построении нормальных кривых изменения уровней, и 2) метод, осно-

ванный на непосредственном измерении стока в водоприемниках и уровней грунтовых вод на болоте.

1. Метод построения нормальных кривых изменения уровней. Изменение уровней грунтовых вод на любом участке болотного массива можно рассматривать как функцию составляющих водного баланса: стока, испарения, осадков, приточности с окружающих участков болота и изменения запаса влаги в деятельном горизонте.

Так как влагосодержание в инертном горизонте при естественной амплитуде колебания уровней грунтовых вод остается неизменным, то все изменения запаса влаги в болотном массиве могут

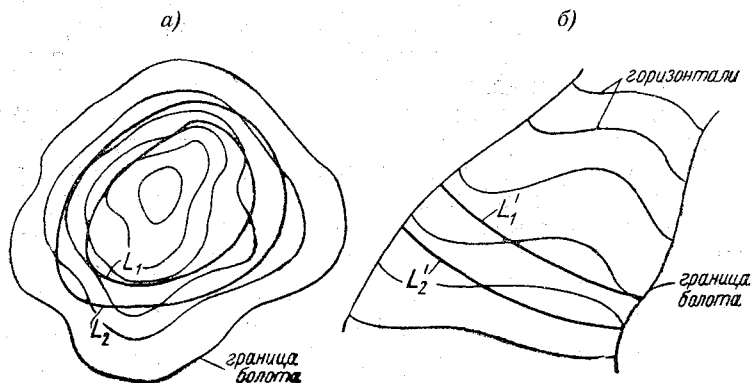


Рис. 91.

быть отнесены к слою залежи, находящемуся выше наинизшего уровня грунтовых вод, в основном к деятельному горизонту.

Кривые распределения капиллярной и осмотической влажности, рассмотренные выше, определяют количество воды, содержащееся в деятельном слое при изменениях уровня грунтовых вод.

Зависимость суммарного коэффициента водоотдачи от расстояния грунтовых вод от поверхности болота $\xi = f(z)$ остается в каждом данном типе болотного микроландшафта неизменной.

Составим при этих условиях уравнение водного баланса для любого участка болотного массива, заключенного между двумя выделенными контурами.

На выпуклом болотном массиве центрально-олиготрофного хода развития (рис. 91 а) выделим два произвольных замкнутых контура так, чтобы наивысшая точка поверхности массива заключалась внутри обоих контуров. Обозначим длины их L_1 и L_2 . Аналогично на склоновом болотном массиве (периферически-олиготрофного или смешанного хода развития) эти контуры будут представлены незамкнутыми линиями L'_1 и L'_2 (рис. 91 б).

Уравнение водного баланса для площади, заключенной между двумя контурами, отнесенное к промежутку времени Δt , может быть написано в следующей форме:

$$Q_2 = Q_1 + pF - (f_1 F_1 + f_2 F_2 + \dots + f_n F_n) + \frac{1}{\Delta t} (\Delta h_1 F_1 + \Delta h_2 F_2 + \dots + \Delta h_n F_n), \quad (123)$$

где Q_2 — расход воды, протекающий через контур L_2 ; Q_1 — расход воды, протекающий через контур L_1 ; p — средняя интенсивность осадков, выпавших за время Δt на единицу площади; F — площадь, заключенная между контурами L_1 и L_2 ; $f_1, f_2, \dots, f_n$ — средние интенсивности (скорости) испарения за время Δt с единицы площади микроландшафтов типа 1, 2, 3 и т. д., расположенных на площади F ; $F_1, F_2, \dots, F_n$ — площади различных микроландшафтов, находящихся между контурами, причем $(F_1 + F_2 + \dots + F_n) = F$; $\Delta h_1, \Delta h_2, \dots, \Delta h_n$ — средние высоты слоев воды, стекающей за время Δt с площадей соответствующих микроландшафтов. При понижении горизонта воды величины Δh_i имеют знак плюс.

Величины Δh_j связаны с величинами падения уровней грунтовых вод Δz_j зависимостью

$$\Delta h_j = \Delta z_j \xi_j, \quad (124)$$

где j — номер соответствующего микроландшафта; ξ_j — средний коэффициент водоотдачи слоя Δz , причем ξ в общем случае является функцией z .

Расходы Q_2 и Q_1 для каждого контура определяются по зависимости (102) изложенным ранее способом на основе кривых связи.

Подставляя значения Δh_j по (124) и Q_2 и Q_1 по (102) в уравнение (123), получаем общее уравнение водного баланса, справедливое для любого участка болотного массива в следующей форме:

$$\sum_{j=1}^{j=s} q_{z_j} \left(\sum_{i=1}^{i=n} \Delta L_i \sin \alpha_i \right)_j = \sum_{j=1}^{j=r} q_{z_j} \left(\sum_{i=1}^{i=m} \Delta L_i \sin \alpha_i \right)_j + \sum_{j=1}^{j=l} \left(\xi_j \frac{\Delta z_j}{\Delta t} - f_j \right) F_j + pF. \quad (125)$$

Здесь s означает число болотных микроландшафтов, пересекаемых контуром L_2 ; r — то же, пересекаемых контуром L_1 ; l — то же, заключенных между контурами L_2 и L_1 ; n и m — числа элементов, на которые разбиваются при вычислении расходов участки контуров, проходящие по каждому микроландшафту; q_{z_j} определяются по соответствующим кривым связи. Остальные обозначения прежние.

Если за контуры L_1 и L_2 принять границы соседних болотных микроландшафтов так, что ими будет ограничена на болотном массиве площадь, занятая одним каким-либо микроландшафтом, то вместо уравнения (125) получим выражение

$$Q_{j_2} = Q_{j_1} + \left(p - f_j + \xi_j \frac{\Delta z_j}{\Delta t} \right) F_j, \quad (126)$$

представляющее собой уравнение водного баланса, отнесенное к участку болотного массива, занятому однородным микроландшафтом.

Из (126) получаем выражение для скорости изменения уровня грунтовых вод в данном болотном микроландшафте

$$\frac{\Delta z_j}{\Delta t} = \frac{Q_{j_2} - Q_{j_1}}{\xi_j F_j} - \frac{p - f_j}{\xi_j}. \quad (127)$$

Полагая $\Delta t \rightarrow 0$ и выражая Q_{j_2} и Q_{j_1} через коэффициенты фильтрации деятельного горизонта, согласно (101) и (89) получаем (опуская значки j)

$$\frac{dz_2}{dt} = \frac{i_2 \left(\sum_{i=1}^{i=n} (\Delta L_2)_i \sin \alpha_{2i} \right) \int_{z_2}^{z_0} k_z d(z_0 - z_2) - i_1 \left(\sum_{i=1}^{i=m} (\Delta L_1)_i \sin \alpha_i \right) \int_{z_1}^{z_0} k_{z_1} d(z_0 - z_1)}{\xi_z F} - \frac{p - f}{\xi_z}, \quad (128)$$

где z_2 — уровень грунтовых вод в рассматриваемом микроландшафте; z_1 — уровень грунтовых вод в соседнем микроландшафте, с которого имеет место приток вод; α_i — угол между направлением элемента контура ΔL_i и направлением соответствующей линии стекания в точке пересечения ее с контуром; n и m — числа элементов, на которые разбиты соответственно контуры L_2 и L_1 ; ξ_z — коэффициент водоотдачи деятельного горизонта в рассматриваемом микроландшафте.

Выражение (128) представляет собой общий вид зависимости для скорости изменения уровней грунтовых вод в болотном микроландшафте.

В общем случае, если известны величины p , f и z_1 как функции времени и k_z и ξ_z как функции уровня грунтовых вод z , то по зависимости (128) можно вести расчет колебания уровней грунтовых вод в рассматриваемом микроландшафте.

Рассмотрим случай, когда осадки равны испарению ($p = f$). Тогда второй член в правой части уравнения (128) равен нулю. Скорость же изменения уровня грунтовых вод $\frac{dz_2}{dt}$ будет зависеть от вида кривых связи единичных расходов $q_{z_2} = f(z)$ и $q_{z_1} = \varphi(z)$ для двух соседних микроландшафтов, от коэффициента водо-

отдачи ξ_z , уровня z_1 и величин a_2 и a_1 , представляющих собой отношения длин фронтов стекания, соответствующих контурам L_2 и L_1 , к ограничиваемой ими площади микроландшафта F :

$$\left. \begin{aligned} a_2 &= \frac{\sum_{i=1}^{i=n} (\Delta L_2)_i \sin \alpha_i}{F}, \\ a_1 &= \frac{\sum_{i=1}^{i=m} (\Delta L_1)_i \sin \alpha_i}{F}. \end{aligned} \right\} \quad (129)$$

Уравнение (128) перепишем в следующем виде:

$$\frac{dz_2}{dt} = \frac{a_2 q_{z_2} - a_1 q_{z_1}}{\xi_z}. \quad (130)$$

Величины a_2 и a_1 определяются по типологическим картам болотных массивов с нанесенными линиями стекания и границами болотных микроландшафтов.

Последнее выражение представляет собой *уравнение нормальной кривой падения уровней* в данном типе микроландшафта, т. е. кривой, выражающей изменение среднего уровня на данном однотипном участке болота во времени, в предположении, что осадки равны испарению с этого участка или что приход атмосферной влаги в деятельный горизонт и испарение из него отсутствуют, что может иметь, например, место в зимних условиях.

При наличии аэрофотопланшета или типологической карты болотного массива, на которую нанесены границы болотных микроландшафтов, всегда имеется возможность построить, если известны функции $q_{z_2} = f(z)$, $q_{z_1} = \varphi(z)$, $\xi_z = \xi(z)$, для каждого конкретного микроландшафта кривую нормального изменения уровня грунтовых вод (см. кривую OB на рис. 92).

Если теперь для данного микроландшафта на основании обычных наблюдений над уровнем грунтовых вод известна фактическая кривая изменения горизонта грунтовых вод $z_2 = f_2(t)$ во времени, то путем простого нанесения фактической кривой изменения горизонтов на график нормальной кривой падения уровней получаем возможность определить сразу величину соотношения осадков и испарения в любой момент времени t , считая от момента t_0 , при котором уровень имел начальное значение z_0 (рис. 92).

Действительно, поскольку кривая OB (нормальная кривая изменения уровня) соответствует условию $p = \bar{f}$, то разность про-

изводных $\xi_z \frac{dz_2}{dt} - \xi_z \frac{dz_n}{dt}$, в соответственных точках a и b обеих кривых, умноженная на коэффициент водоотдачи ξ_z , при любом горизонте $z = z_i$ будет выражать собой разность между интенсивностями прихода влаги на поверхность болота в данном микроландшафте и расходом ее на испарение.

На тех участках кривой $z_2 = f_2(t)$ (например, участок cd на рис. 92), где кривая фактического изменения горизонта грунтовых вод параллельна нормальной кривой $z_n = f_1(t)$, что означает $\frac{dz_2}{dt} - \frac{dz_n}{dt} = 0$, интенсивности прихода и испарения влаги равны ($p = f$); при $\left(\frac{dz_2}{dt} - \frac{dz_n}{dt}\right) > 0$ получим $p < f$ и при $\frac{dz_2}{dt} - \frac{dz_n}{dt} < 0$ $p > f$.

Отсюда следует, что если известно также изменение интенсивности осадков во времени $p = p(t)$ по наблюдениям метеорологической станции, то на основании кривых фактического хода уров-

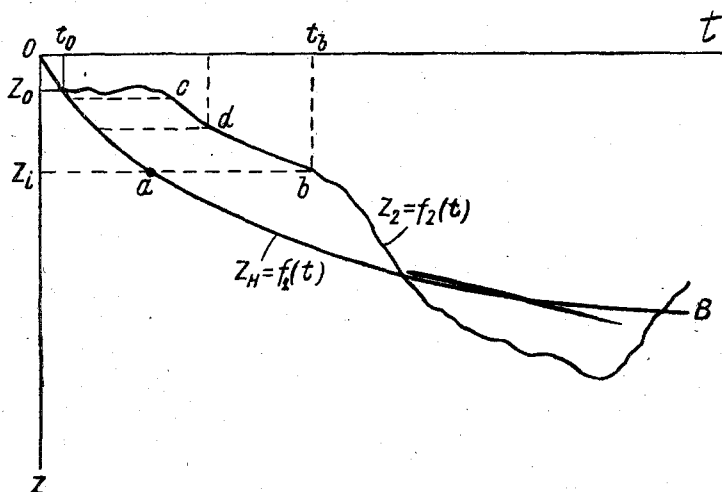


Рис. 92.

ней можно подсчитать для любого момента времени интенсивность испарения как разность

$$f = p - \xi_z \left(\frac{dz_2}{dt} - \frac{dz_n}{dt} \right) \xi_z. \quad (131)$$

Изложенный способ позволяет, если известны для различных болотных микроландшафтов кривые связи единичных расходов $q_z = f(z)$ и коэффициенты водоотдачи ξ_z как функции глубины горизонта грунтовых вод, определять для каждого болотного микроландшафта и в целом для болотного массива величину испарения на основании хода уровней грунтовых вод и измеренных осадков, т. е. на основании наиболее просто измеряемых в практических условиях величин гидрологического режима болот.

2. Расчеты испарения с болотных массивов по измерениям стока и уровней грунтовых вод. Для расчета испарения с болот, наряду с методом построения нормальных кривых падения уровней по микроландшафтам, даю-

щим возможность оценить в испарении и в водном балансе болот роль различных типов болотных микроландшафтов, нужно стремиться использовать и данные непосредственных наблюдений над стоком с болот, когда это возможно при условии наличия болотного водосбора и ручья-водоприемника.

При этом нельзя вычислить значения испарения для отдельных типов болотных микроландшафтов, так как получаются данные, относящиеся ко всем микроландшафтам, охватываемым болотным водосбором. Для того чтобы такие данные имели практическую ценность и подлежали обобщению и распространению на другие типы болотных массивов, необходимо учитывать соотношение в площадях различных микроландшафтов в пределах водосбора и производить сравнение результатов с расчетами по методу нормальных кривых изменения уровней.

Напишем уравнение водного баланса для болотного водосбора, отнесенное к какому-либо заданному периоду времени Δt , в следующей форме:

$$h_f = h_p - H \pm \Delta z \xi, \quad (132)$$

где h_f — испарение в миллиметрах слоя воды за время Δt ; h_p — осадки в миллиметрах; H — сток в миллиметрах; Δz — изменение уровня гравитационной воды в миллиметрах за тот же промежуток времени; ξ — средний коэффициент водоотдачи слоя Δz .

Так как условия водоотдачи для различных микроландшафтов болота рассматриваемого бассейна разные, то для подсчета члена уравнения баланса $\Delta z \xi = \Delta Z$, характеризующего изменение запаса влаги за данный период для всего бассейна, необходимо учитывать процент площади, занимаемой каждым микроландшафтом в составе всего бассейна, и соответствующие изменения уровня воды на каждом микроландшафте. Следовательно, расчетной формулой для изменения запаса влаги в бассейне будет

$$\Delta Z = \sum \Delta Z_i P_i, \quad (133)$$

где $\Delta Z_i = \Delta z_i \xi_i$ — изменение запаса влаги в деятельном слое данного микроландшафта в миллиметрах; P_i — отношение площади данного микроландшафта к общей площади бассейна.

Для подсчета значений составляющих водного баланса по уравнению (132) необходимо знать, помимо величины измеренного стока, кривые распределения коэффициентов водоотдачи ξ_i по глубине деятельного слоя для входящих в состав водосбора болотных микроландшафтов и колебание уровней грунтовых вод в них. Данные по коэффициентам фильтрации и основанные на них кривые связи для болотных микроландшафтов в этом случае для расчета не нужны.

§ 48. Величины испарения с болотных массивов и различных типов болотных микроландшафтов

Результаты измерения испарения с болот, полученные с помощью испарителей различных конструкций, трудно сравнимы между собой вследствие отрывочности и несистематичности этих данных, с одной стороны, и недостаточной характеристики болотных микроландшафтов, в которых производились измерения, с другой.

Определение испарения методами теплового баланса и турбулентной диффузии начали впервые применяться для болот совсем недавно (с 1951 г.), и то лишь в экспериментальном порядке, Государственным гидрологическим институтом. Поэтому некоторые результаты, полученные этими методами, относятся только к двум последним годам и лишь к двум близким типам болотных микроландшафтов: сфагновикам кустарничковым, облесенной сосной, и кустарничково-пушицевым, редко облесенной сосной.

При этих условиях для оценки величины испарения с различных типов болотных массивов и с различных типов болотных микроландшафтов необходимо воспользоваться не только данными измерений испарения, но и результатами расчетов, основанных на водном балансе.

Для зоны верховых грядово-мочажинных болотных массивов наиболее длительными систематическими данными измерений испарения с помощью испарителей являются приведенные в табл. 28 десятилетние наблюдения болотной опытной станции СНИИГМ [8]. Измерения проводились с помощью испарителей Рыкачева, установленных на моховом и переходном болотах. Кроме того, в табл. 28 приведены средние величины испарения за 6 лет наблюдений, полученные путем вычислений методом водного баланса, для комплексного болотного водосбора 1 (см. рис. 79), включающего 60,8% моховых и мохово-травяных микроландшафтов, 23,4% лесных и 15,8% травяных и топяных (см. табл. 22). Расчеты испарения по водному балансу производились на основании измеренных расходов в ручье-водоприемнике водосбора 1 (створ 7) и данных наблюдений над уровнями грунтовых вод по уравнению (132). Значения коэффициента водоотдачи принимались по экспериментальным данным.

Из сравнения величин табл. 28 хорошо видно, что результаты, полученные по водному балансу, в целом близки к значениям испарения, полученным с помощью испарителей. Это прежде всего показывает, что в условиях болот испарители дают более надежные результаты, чем в условиях суходолов, и получаемые с помощью их данные весьма близки к естественному испарению.

Сопоставляя измеренные и расчетные величины, необходимо также иметь в виду, что при применении метода водного баланса для расчета испарения о величине испарения судят по количеству

воды, отведенному от уровня грунтовых вод. Поэтому сравнение необходимо делать за достаточно длительные периоды (декады, месяцы), для того чтобы действительное испарение (т. е. отвод влаги в атмосферу) совпадало с количеством воды, отведенным от уровня грунтовых вод.

Таблица 28

Среднемесячные величины испарения (в миллиметрах)

Тип болотного массива	V	VI	VII	VIII	IX	X
Данные за 10 лет наблюдений с помощью испарителей						
Моховое болото	114	80	84	77	45	—
Переходное болото	97	100	96	84	44	—

Данные за 6 лет наблюдений, вычисленные по водному балансу

Система верховых болотных массивов (комплексный водосбор I, рис. 79; состав по микроландшафтам, см. табл. 22)	111	102	103	53	44	17
---	-----	-----	-----	----	----	----

Данные табл. 28 по водосбору I характеризуют испарение с комплексного водосбора, в котором значительную часть площади (более 30%) составляют топяные и лесные болотные микроландшафты. Данные СНИИГМ характеризуют отдельно моховые олиготрофные и мезотрофные микроландшафты.

Из табл. 28 также видно, что по данным испарителей в течение летнего периода соотношение между испарением с моховых верховых болотных микроландшафтов и микроландшафтов переходного типа (сфагново-осоковых) не остается одним и тем же. В мае испарение с моховых микроландшафтов больше, чем с переходных типов. Это вполне естественно, если учесть, что при высоко стоящих горизонтах и интенсивной транспирации участвует моховой покров не только пониженных элементов микрорельефа, но также кочек и гряд, которые в комплексных микроландшафтах в среднем занимают 50% площади. В мае травяная растительность сфагново-осоковых микроландшафтов еще не вступает в фазу максимальной транспирации. В течение июня, июля и августа наблюдается обратное соотношение: моховые (верховые) микроландшафты испаряют меньше, чем переходные. Последнее находит объяснение, во-первых, в более низком стоянии уровня на моховых микроландшафтах по сравнению со сфагново-осоковыми и в уменьшении вследствие этого транспирации моховым покровом, особенно на повышенных элементах микрорельефа. Во-вторых, травяная растительность, вступая в течение июня в фазу максимального развития, дает повышение испарения на мохово-

травяных переходных микроландшафтах за счет усиления транспирации. К этому надо добавить, что расстояние до уровня грунтовых вод в мохово-травяных микроландшафтах остается одинаковым по всей площади благодаря ровному микрорельефу.

Если принять во внимание, что водосбор системы верховых болотных массивов имеет в своем составе около 35% площади, занятой сфагново-травяными и травяными топиями и лесными топяными микроландшафтами, то, естественно, в июне и июле испарение с него должно быть больше, чем с моховых микроландшафтов, и ближе к значениям испарения с переходных микроландшафтов. В мае, когда травяная растительность на топяных и сфагново-пушицевых микроландшафтах еще не вступила в фазу максимальной транспирации, испарение с комплексного водосбора должно быть выше, чем с переходных микроландшафтов, и меньше, чем с моховых (табл. 28).

Обращает на себя внимание довольно большое расхождение данных в августе, которое скорее всего происходит вследствие погрешностей испарителей Рыкачева, получаемых при низком стоянии уровня воды на болоте. При глубине испаряющего сосуда 30 см в среднем уровень воды в испарителе для августа, несомненно, был выше естественного уровня грунтовых вод, который в августе обычно достигает минимума и переходит критическую глубину испарения. Таким образом, величины испарения за август, полученные по испарителям Рыкачева, следует, повидимому, считать завышенными. В сентябре, когда уровни вновь поднимаются, величины испарения дают полное совпадение, которое, очевидно, происходит вследствие общего снижения жизнедеятельности растений и малого влияния на процесс испарения различий в транспирирующей способности растений.

Неодинаковая транспирирующая способность моховой, травяной и древесной растительности, наряду с различиями в положениях уровней грунтовых вод относительно поверхности болота, является главной причиной, обуславливающей резкие различия в величинах испарения с разных типов болотных микроландшафтов.

Результаты расчета испарения для сфагново-кустарничкового, облесенного сосной болотного микроландшафта были для проверки сопоставлены с результатами измерения испарения методом теплового баланса (табл. 29). Как видно из табл. 29, результаты расчета дают вполне удовлетворительное совпадение с данными измерений, что позволяет считать приводимые в табл. 28 величины достаточно надежными.

Из данных табл. 29 следует, что наибольшее испарение дают сфагново-осоковые и лесные топи, наименьшее — сфагновики кустарничковые, облесенные сосной, составляющие часто центральные части выпуклых болотных массивов. Промежуточное положение по величине испарения занимают грядово-мочажинные микроландшафты. Топяные сфагново-осоковые и лесные топяные

микроландшафты в отношении испарения непосредственно с водной поверхности и транспирации растениями находятся в оптимальных условиях, благодаря стоянию уровней грунтовых вод выше поверхности болота или у самой поверхности в течение большей части летнего полугодия и преобладанию в растительном покрове травянистых растений или древесной растительности, обладающих наибольшей транспирирующей способностью.

Таблица 29

Величины суммарного испарения за летнее полугодие (V—X) с различных типов болотных микроландшафтов (в миллиметрах)

Тип болотного микроландшафта	1946 г.	1947 г.	1948 г.	1949 г.	1950 г.	1951 г.	Среднее из числа лет наблюдений
Сфагновик кустарничковый, облесенный сосной (центральные части выпуклых болотных массивов)	—	—	—	—	311	283	297
Грядово-мочажинный комплекс: гряды — сфагново-кустарничковые, облесенные сосной, мочажины — сфагново-пушицевые	—	—	—	—	364	367	366
Сфагново-осоковые и лесные топи в системах олиготрофных выпуклых массивов	682	466	590	510	624	—	574
Комплексный болотный водосбор I (см. площади микроландшафтов в табл. 22)	481	392	515	390	378	420	430

Таблица 30

Сравнение величин испарения (в миллиметрах), полученных различными методами, для сфагново-кустарничкового болотного микроландшафта (за 1951 г.)

Метод измерения	VII	VIII	IX	X	Суммарное за VII—X
Тепловой баланс	86	59	25	—2,8 (конденсация)	167
Нормальные кривые изменения уровней	89	59	32	2	182

Величина испарения с топей превышает возможную предельную величину испарения, определяемую радиационным балансом. Это объясняется тем, что проточные осоково-сфагновые и лесные топи, для которых получены эти данные, располагаются среди

обширных пространств, занятых моховыми микроландшафтами, в виде узких полос шириной 400—600 м и длиной в несколько километров. Лимитирование расхода тепла на испарение в летний период на моховых микроландшафтах недостатком влаги у испаряющей поверхности приводит к сильному нагреву поверхности болота, соответственно вызывая нагрев приземных слоев воздуха. В этих условиях расход тепла на испарение в топяных микроландшафтах, превышающий радиационный приход, компенсируется адвективным переносом тепла с соседних, сильно нагретых моховых микроландшафтов. Топяные микроландшафты, входящие в системы олиготрофных выпуклых болотных массивов, представляют, следовательно, своего рода естественные испарители, находящиеся в оптимальных условиях по количеству тепла и воды, которые могут быть израсходованы на испарение.

Следует заметить, что величины испарения с топяных микроландшафтов, располагающихся в системах выпуклых болотных массивов, нельзя распространять на аналогичные микроландшафты, когда они составляют целиком болотные массивы в сотни тысяч гектаров. При таких больших площадях с одинаковой водообеспеченностью, вследствие выравнивания температур, роль адвективного переноса тепла становится очень малой и величина испарения лимитируется радиационным балансом. Примером могут служить условия испарения с большинства низинных болотных массивов Полесья.

Низкие значения испарения со сфагново-кустарничковых микроландшафтов объясняются снижением уровней в летний период до 40—50 см, при котором не обеспечивается капиллярный подток влаги к испаряющей поверхности, а живые стебли мхов и корни кустарничков оказываются выше капиллярной зоны.

Грядово-мочажинные микроландшафты имеют различное испарение с гряд и мочажин. Испарение с гряд, занятых сфагновиком кустарничковым, приблизительно равняется испарению со сфагново-кустарничковых микроландшафтов. Испарение с мочажин, уровни на которых находятся постоянно близко к поверхности или выше ее, должно быть значительно больше. Благодаря этому грядово-мочажинные микроландшафты испаряют больше сфагново-кустарничковых, что и подтверждается данными табл. 29. Величина испарения с грядово-мочажинных микроландшафтов должна зависеть не только от характера растительности гряд и мочажин, но и от процентного соотношения в площади гряд и мочажин. Поэтому грядово-мочажинные микроландшафты в целом должны иметь широкий диапазон изменения величины испарения.

Рассмотренные данные и их сравнение позволяют прийти к выводу, что величина испарения с болотных массивов в целом или с отдельных участков болотных массивов, представляющих собой болотные водосборы, может колебаться в значительных пределах и зависит от типов микроландшафтов, входящих в болотный массив или водосбор, и занимаемых ими площадей.

Для болотных массивов, представленных преимущественно сфагново-кустарничковыми микроландшафтами, величина испарения практически может быть принята равной средней норме испарения с суши в рассматриваемой зоне — 300 мм. Для грядово-мочажинных болотных массивов превосходит норму в среднем на 20—25 %. Для систем болотных массивов или болотных водосборов, в составе которых значительные площади занимают топяные сфагново-осоковые и лесные микроландшафты, испарение превосходит норму на 40—50 %. Аналогично для рассмотренного ранее комплексного водосбора I средняя величина испарения за 6 лет наблюдений по водному балансу составляет 430 мм (см. табл. 29). Если подсчитать для этого же водосбора величину испарения на основании данных, характеризующих различные типы микроландшафтов (табл. 29), учитывая занимаемые ими в водосборе площади, то получим величину очень близкую к 430 мм.

Таблица 31

Сравнительные данные испарения с моховых болот
травяной растительности, злаков (в %)о

Поверхность	V	VI	VII	VIII	IX
Болото моховое .	100	100	100	100	100
„ переход- ное	85	126	114	110	97
Луг искусствен- ный	104	155	138	76	93
Рожь озимая . .	110	152	106	78	—
Овес	73	139	124	108	—

Рассмотренные данные по испарению, относящиеся к различным типам болотных микроландшафтов, находят косвенное подтверждение в наблюдениях СНИИГМ (табл. 31), а также в наблюдениях над испарением, произведенных Валдайской научно-исследовательской лабораторией (ВНИГЛ) ГГИ.

В табл. 31 за 100 % приняты среднепогодные значения испарения со сфагновых верховых микроландшафтов.

Поставленные в аналогичные условия увлажнения (в испарителях) травяная (луговая) растительность и культурные злаки дали, согласно табл. 31, более высокие значения испарения по сравнению с моховым болотом, в среднем за май—август на 10—20 %.

Исследование испарения (с помощью испарителей площадью 0,3 м²) с открытой водной поверхности и с болотной растительности, помещенной в воду, произведенное ВНИГЛ, показало, что

если за 100% принять испарение с открытой водной поверхности, то для водной поверхности, заросшей осокой, оно составит величину порядка 150%, заросшей хвощом с разнотравием — около 200%, с водным злаком — более 200% и, кроме того, находится, конечно, в зависимости от густоты травостоя.

ГЛАВА VII

ВОДНЫЙ БАЛАНС БОЛОТНЫХ МАССИВОВ

§ 49. Расчет составляющих водного баланса

Для характеристики величин составляющих водного баланса систем верховых болотных массивов и их соотношений и изменений в течение годового цикла проведем вычисления на примере комплексного болотного водосбора 1 (табл. 22), для которого имеются измерения стока и наблюдения за уровнями грунтовых вод за шестилетний период (с 1946 по 1951 г.).

Для летнего полугодия расчет проведем по уравнениям (132) и (133), используя наблюдения за уровнями грунтовых вод в четырех типах болотных микроландшафтов: в грядово-мочажинном комплексе, в мохово-травяных (сфагново-пушицевых) микроландшафтах, проточных топях и лесных микроландшафтах. Результаты расчета даны в табл. 32.

Если положить, что за зимне-весеннее полугодие (ноябрь — апрель) испарение составляет незначительную величину (по сравнению с суммарным стоком за этот же период и по сравнению с испарением за летнее полугодие, которой можно пренебречь, то уравнение водного баланса (132) для зимнего периода представляется в следующей упрощенной форме:

$$H = \Delta z \xi + h_p, \quad (134)$$

где все обозначения остаются прежние.

Считая, что это уравнение справедливо для всего зимне-весеннего полугодия (ноябрь — апрель), зная годовой сток, годовые суммы осадков и испарение за летнее полугодие, можно подсчитать изменение водозапаса в болотном водосборе за зимнее полугодие по годам (табл. 33).

Данные табл. 32 и 33 показывают следующие характерные особенности водного баланса.

За 6 лет наблюдений в расходной части баланса на долю стока приходится 25%, на испарение — соответственно 75%. Сток по отношению к величине испарения составляет 32%, а в летние полугодия сток от испарения составляет в среднем всего 7,2%. Таким образом, в водном балансе систем грядово-мочажинных выпуклых болотных массивов атмосферного питания основная доля падает на испарение и значительно меньшая на сток.

Около 60% годового стока падает на апрель — период весеннего снеготаяния, около 75% — на зимне-весеннее полугодие и 25% — на летнее полугодие.

Таблица 32

Составляющие водного баланса по месяцам для летнего полугодия

Месяц и год	Осадки, мм	Сток, мм	Изменение запасов влаги, мм	Испарение, мм	Сток от испарения, в %	Месяц и год	Осадки, мм	Сток, мм	Изменение запасов влаги, мм	Испарение, мм	Сток от испарения, в %
1946 г.						1949 г.					
V	18,1	23,1	-118,0	113,0	—	V	51,9	4,1	-93,1	140,9	—
VI	84,3	8,6	-47,0	122,7	7,0	VI	132,4	6,8	+30,3	95,3	7,2
VII	121,6	4,2	+28,4	89,0	4,7	VII	46,0	1,7	-51,9	96,2	1,8
VIII	138,5	16,9	+65,0	56,6	3,0	VIII	71,9	1,1	+6,7	64,1	1,7
IX	66,0	21,5	-24,7	69,2	31,1	IX	23,0	0,7	-18,2	40,5	1,7
X	40,0	10,0	-0,7	30,7	33	X	61,7	2,6	+105,9	-46,8	—
Сумма	468,5	84,3	-97,0	481,2	16,6	Сумма	386,9	17,0	-20,3	390,2	4,4
1947 г.						1950 г.					
V	19,2	22,2	-78,8	75,8	—	V	33,6	4,9	-65,1	98,7	—
VI	61,3	4,3	-61,3	118,3	3,6	VI	107,2	3,9	-4,9	108,2	—
VII	77,4	0,7	-34,0	110,7	0,63	VII	41,6	2,9	-55,5	94,2	—
VIII	44,7	0,2	+31,5	13,0	1,5	VIII	26,4	0,3	-26,2	52,3	—
IX	80,2	0,2	+48,9	31,1	0,6	IX	82,0	1,0	+97,9	-16,9	—
X	39,6	1,7	-5,2	43,1	4,0	X	23,3	5,2	-23,9	42,0	—
Сумма	322,4	29,3	-98,9	392,0	2,2	Сумма	314,1	18,2	-77,7	378,5	—
1948 г.						1951 г.					
V	53,5	15,5	-110,1	148,1	—	V	25,8	4,4	-68,3	89,7	—
VI	103,9	1,9	-14,7	116,7	1,6	VI	25,2	0,8	-27,1	51,5	—
VII	37,8	0,3	-47,2	84,7	0,35	VII	140,0	1,5	-4,7	143,2	—
VIII	106,4	0,0	+88,1	18,3	0,0	VIII	22,8	0,1	-88,9	111,6	—
IX	115,4	2,2	+4,5	108,7	2,0	IX	18,0	0,0	-10,0	28,0	—
X	87,3	10,9	+38,3	38,1	28,6	X	12,5	0,0	+16,5	-4,0	—
Сумма	504,3	30,8	-41,1	514,6	4,2	Сумма	244,3	6,8	-182,5	420,0	—

В летнее полугодие, с мая по октябрь, абсолютное преобладание в расходной статье водного баланса имеет испарение (табл. 34 и рис. 93). Максимум испарения падает на май, июнь и июль, в течение которых в среднем испарение сохраняется почти постоянным. С августа наблюдается резкое снижение испарения (вдвое по сравнению с предыдущими месяцами), затем имеет место постепенное уменьшение испарения в течение сентября и октября.

Следует отметить, что по приведенным данным (табл. 33) величина суммарного стока за летнее полугодие не находится в зави-

симости от величины осадков. В то же время суммарное испарение за этот же период находится в коррелятивной зависимости от величины осадков.

Таблица 33

Водный баланс водосбора системы болотных массивов
(все величины в миллиметрах)

Год	Годовой баланс		Баланс летнего полугодия				Баланс зимнего полугодия				Изменение количества влаги, содержащейся в болоте за 1 год
	Осадки	Сток	Осадки	Сток	Испарение	Изменение водозапаса	Осадки	Сток		Изменение водозапаса	
								полный	в том числе за IV		
1946	698	133	468	84	481	—97	229	48	33	+180	+84
1947	556	160	322	29	392	—99	234	131	122	+103	+4
1948	628	153	504	31	515	—41	124	123	99	+1	—40
1949	574	—	387	17	390	—20	188	неполные данные		—	—
1950	497	110	314	18	378	—78	183	92	80	+91	+13
1951	461	—	244	7	420	—182	217	неполные данные		—	—
Средние значения	570	139 ¹	374	31	430 ²	—87	196	98,5 ¹	83,6 ¹		

Таблица 34

Средние значения составляющих водного баланса по месяцам в летнее полугодие за 1946—1951 гг. (в миллиметрах слоя)

Составляющие водного баланса	V	VI	VII	VIII	IX	X
Осадки	33,7	85,7	77,5	68,4	64,1	44,1
Испарение	111,0	102,1	103,0	52,7	43,5	17,2
Сток	12,4	4,4	1,9	3,1	4,3	5,1
Изменение запаса влаги в болоте . .	-88,9	-20,8	-27,5	+12,7	+16,4	+21,8

В некоторые годы (табл. 32) в сентябре и октябре конденсация на поверхности болота идет настолько интенсивно, что в месячном балансе преобладает над испарением (отрицательные значения испарения в табл. 32). Такое явление наблюдалось в 1949, 1950 и 1951 гг. Преобладание конденсации на болотах над испа-

¹ Среднее за 4 года наблюдений.

² Испарение за год принято равным испарению за летнее полугодие.

рением вполне объясняется тепловыми свойствами поверхностного слоя торфяной залежи и неоднократно наблюдалось при непосредственных измерениях испарения. Это подтверждают результаты расчета, полученные по водному балансу.

Как видно из табл. 33, в течение летнего полугодия идет расходование запасов влаги из болота: в среднем за май—октябрь запасы уменьшаются на 87 мм. В течение зимне-весеннего полугодия в целом идет пополнение этих запасов. Однако все пополнение запасов падает на период весеннего снеготаяния; в течение же зимнего периода, с декабря по март, идет также расход запасов воды, хотя и очень незначительный, поскольку испарение отсут-

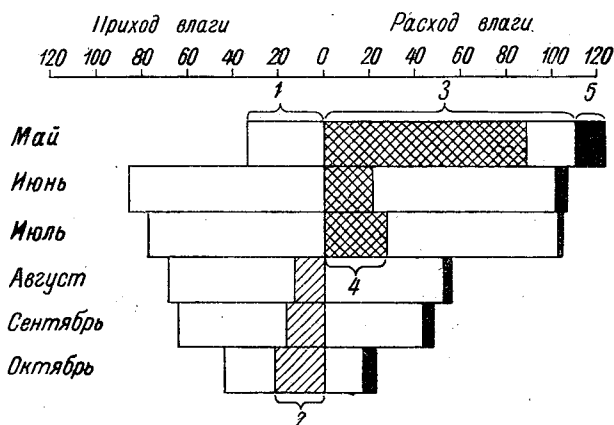


Рис. 93. Диаграмма водного баланса болотного водосбора за летнее полугодие.

1 — количество осадков. 2 — в том числе количество осадков, затраченное на пополнение запаса влаги в болоте, 3 — испарение, 4 — в том числе испарение за счет уменьшения запаса влаги в болоте, 5 — сток.

ствуется, а сток снижается, как было видно ранее, до нуля, как только деятельный горизонт выключается из фильтрации, либо в силу падения горизонтов грунтовых вод до нижней границы его, либо благодаря промерзанию болота на всю глубину деятельного слоя.

В течение летнего полугодия наиболее интенсивное уменьшение запасов влаги в болоте идет в мае (табл. 34 и рис. 93). В июне и июле расходование запасов влаги идет примерно одинаково, но почти в четыре раза меньше, чем в мае, благодаря резкому увеличению осадков и некоторому сокращению испарения. Начиная с августа, уже происходит пополнение запасов влаги в болоте с одновременным последовательным сокращением величин расходной и приходной части баланса.

Пополнение идет до момента наступления морозов и начала промерзания болота, после чего вновь начинается расходование водозапасов, поскольку основная часть осадков или полностью

все осадки аккумулируются на поверхности болота в виде снежного покрова.

Если произвести сравнение среднего коэффициента стока с водосбора рассмотренной системы верховых болотных массивов с коэффициентами стока для незаболоченных речных бассейнов, близких по размерам площадей и располагающихся в том же физико-географическом районе зоны избыточного увлажнения, то получим данные, приведенные в табл. 35.

Таблица 35

Сравнение коэффициентов стока с болотного водосбора и незаболоченных речных водосборов

Водосбор	Площадь водосбора, км ²	Годы	Осадки, мм	Сток, мм	Годовой коэффициент стока	Средний коэффициент стока
Река В	101	1947	547	189	0,34	0,36
		1948	731	284	0,38	
Река И	28,4	1947	559	255	0,45	0,42
		1948	673	233	0,34	
		1949	585	277	0,47	
Водосбор I системы верховых болотных массивов	37,4	1946	697	132	0,19	0,23
		1947	556	160	0,28	
		1948	628	153	0,24	
		1950	497	110	0,22	

Водосбор реки В имеет слабо всхолмленный рельеф, сложен суглинистыми грунтами, 70 % его площади занято смешанными лесами, заболоченность 3,4 %, остальная площадь занята обрабатываемыми землями и пастбищами.

Водосбор реки И (площадь 28,4 км²) имеет также волнистый рельеф, сложен песчаными и супесчаными грунтами, подстилаемыми суглинками, заболоченность близка к нулю, почти вся площадь водосбора покрыта смешанными и хвойными лесами; незначительные площади заняты обрабатываемыми землями и сенокосными угодьями.

Как было показано в главе VI, величины испарения с грядово-мочажинных и топяных болотных микроландшафтов превосходят среднюю величину испарения с суши в целом для того же района на 20—50 %, а для сфагновиков кустарничковых совпадают с нормой. Для болотного водосбора одна величина испарения (430 мм) превышает норму на 43 %. Это находится в хорошем согласии с различиями в коэффициентах стока, получаемыми при сравнении болотного и незаболоченных речных водосборов.

Эти данные говорят о том, что чисто болотные водосборы по сравнению с незаболоченными в одинаковых физико-географиче-

ских районах зоны избыточного увлажнения в целом имеют более высокую норму испарения и соответственно меньший коэффициент стока. Но при этом не следует забывать, что разница в величинах испарения и соответственно в коэффициентах стока с болотных и незаболоченных водосборов в большой мере зависит от типов болотных микроландшафтов, составляющих болотные водосборы, и от физико-географических условий неболотных водосборов и поэтому может колебаться в широких пределах.

В настоящее время для других физико-географических районов еще не имеется аналогичных наблюдений на болотных водосборах, которые бы позволили сделать такие же количественные сопоставления. Но на основании некоторых косвенных данных, анализа климатических условий и условий формирования стока на болотах имеются все основания считать, что в зоне неустойчивого увлажнения уменьшение стока с болотных водосборов по сравнению с незаболоченными водосборами должно быть более значительным. Последнее подтверждает еще и тот факт, что роль испарения в водном балансе болотных массивов с преобладанием микроландшафтов низинного типа (травяных и лесных), характерных для районов зоны неустойчивого увлажнения, еще больше, чем для моховых микроландшафтов. Следовательно, и с этой стороны условия для наличия уменьшенного стока с болотных водосборов в зоне неустойчивого увлажнения оказываются более благоприятными.

§ 50. О влиянии болот на речной сток и методика сравнения водосборов

Результаты расчетов водного баланса болотных массивов (на основе данных наблюдений болотных гидрологических станций) показывают, что комплексные болотные водосборы, представленные различными микроландшафтами, входящими в системы выпуклых моховых грядово-мочажинных болотных массивов, дают пониженный сток по сравнению с незаболоченными водосборами и увеличенное испарение по сравнению со средней нормой испарения для данного района в целом. Несмотря на то, что такой вывод, строго говоря, может быть распространен лишь на зону олиготрофных выпуклых грядово-мочажинных болот, в которой проводились исследования, нет оснований считать, что для других болотно-географических и соответственно климатических зон можно иметь принципиально отличный характер водного баланса болотных массивов, поскольку гидрологические причины процесса болотообразования остаются одними и теми же. Надо поэтому полагать, что различия должны иметь место лишь в количественных значениях.

Постепенно накапливающиеся в настоящее время данные наблюдений по стоку и испарению с болот более или менее хорошо согласуются между собой и находят объяснение в эксперименталь-

ных исследованиях процессов формирования стока и испарения на болотах. Это дает основание считать, что точка зрения, высказывавшаяся в свое время еще Оппоковым, Высоцким и некоторыми другими, согласно которой естественные болотные водосборы в сравнении с суходольными имеют повышенное испарение и пониженный сток, была, по существу, совершенно правильной. Такой вывод подтверждается и самыми общими положениями, касающимися процесса болотообразования. Болотообразовательный процесс имеет место в тех водосборах, где в силу неблагоприятных физико-географических факторов (плоский рельеф, водонепроницаемые грунты и т. д.) для отвода вод создаются плохие условия, сток затруднен и воды скопляются у поверхности почвы. Затрудненность стока неизбежно приводит к увеличению в водном балансе территории нормы испарения и уменьшению нормы стока.

Гидрологические особенности болот и данные фактических наблюдений по внутригодовому распределению стока дают возможность сделать вывод, что болота представляют собой весьма несовершенный регулятор стока и не способствуют более равномерному распределению стока в реках в течение годового периода.

Однако не всегда результаты сравнения баланса двух водосборов (один из которых заболочен, а другой нет) можно приписывать влиянию болотных массивов. Мы считаем необходимым поэтому, хотя бы кратко, остановиться на рассмотрении метода сравнения водосборов.

Основным методом, который применяется до сих пор в гидрологии для оценки влияния болот на речной сток, является сравнение модулей стока, относящихся к речным водосборам с различной степенью заболоченности. Очевидно, что при этом необходимо рассматривать водосборы рек, расположенные в одинаковых физико-географических условиях (климатических, геоморфологических и т. д.), для того чтобы исключить по возможности влияние на речной сток всех факторов, за исключением заболоченности, поскольку речной сток в данном створе реки представляет собой интегральную характеристику всех физико-географических факторов, определяющих сток. Нетрудно, однако, показать, что такое требование для решения поставленной задачи (выяснения роли болотных массивов как одного из физико-географических факторов, определяющих сток с речного водосбора) противоречит основным законам о взаимосвязи между элементами физико-географического ландшафта и о взаимной обусловленности явлений природы.

Действительно, когда идет речь о влиянии какого-либо фактора на величину стока, то прежде всего необходимо иметь четкое представление: по сравнению с какими другими условиями желательно установить это влияние. Казалось бы, что это влияние можно установить в сравнении с точно такими же водосборами, только при отсутствии на поверхности суши болотных образований, вместо которых поверхность суши занята, например, лесами,

лугами или сельскохозяйственными угодьями. Однако попытка отыскания в одинаковых климатических условиях двух речных водосборов, которые имели бы одинаковый рельеф, грунты и стратиграфию, но различную растительность и заболоченность, вряд ли может увенчаться успехом.

В самом деле, если в данных климатических условиях при данных геоморфологических и геологических условиях в речном водосборе образовались болотные массивы, то нет никаких причин, чтобы в каком-либо другом водосборе, обладающем тем же рельефом, геологическим строением и находящемся в тех же климатических условиях, болотообразовательный процесс отсутствовал.

Следовательно, чтобы в другом водосборе отсутствовали болота, необходимо, чтобы или рельеф, или грунты, или, наконец, климат были отличными от первого водосбора. Стало быть, такого идеального случая, при котором все физико-географические характеристики в двух сравниваемых водосборах были одинаковыми, за исключением того, что в одном имеются болота, а в другом их нет, в природе не может быть. Различия в стоке с двух сравниваемых водосборов всегда будут обусловлены не только наличием или отсутствием болот, а различиями во всем комплексе физико-географических условий, которые явились причинами в одном случае наличия болотообразовательного процесса, а в другом — отсутствия его.

Таким образом, в природе не встречается «вполне сравнимых водосборов» для установления роли отдельно взятого физико-географического фактора в речном стоке. Поэтому метод сравнения водосборов для установления роли болот (так же как и других физико-географических факторов) в речном стоке следует применять с большей осторожностью и получаемые результаты проверять путем экспериментального изучения процессов стока и испарения. В противном случае можно придти к ошибочным выводам, а иногда и к прямо противоположным.

В качестве такого примера и отчасти неправильных заключений, основанных на методе сравнения водосборов, рассмотрим попытки установить влияние болот на меженный сток рек в условиях Полесской низменности.

А. Д. Дубах, занимаясь этим вопросом, для условий Полесья не пришел к определенным выводам. Д. А. Данович [10], рассматривая этот вопрос и сравнивая сток с 28 водосборов полесских рек, имеющих различный процент заболоченности, приходит к выводу о том, что болота в условиях Полесья уменьшают меженный сток рек. Д. Л. Соколовский, используя те же материалы наблюдений, но группируя иначе сравниваемые водосборы, приходит к противоположному выводу.¹ По его мнению, имеющиеся данные не дают возможности обнаружить уменьшение меженного стока в реках с заболоченными водосборами, а скорее наоборот, на

¹ Д. Л. Соколовский. Речной сток. Гидрометеоздат. 1952.

реках с заболоченными водосборами меженных и минимальный сток выше. С этим выводом Д. Л. Соколовского, который более удачно комбинирует сравниваемые водосборы по физико-географическим характеристикам, чем Д. А. Данович, можно согласиться. Но последующий его вывод о том, что причиной увеличения меженных модулей стока в более заболоченных водосборах являются болота, неверен.

Хорошо известно, что одной из главных причин громадной заболоченности Полесья является близкое залегание грунтовых вод у поверхности песчаных почв. Следовательно, в местах, где наблюдаются наиболее высоко залегающие грунтовые воды и наиболее интенсивные выходы их, должна быть максимальная заболоченность. Особенно при образовании долинных болот. Если выходы грунтовых вод менее интенсивны и глубина залегания их больше, то заболоченность территории меньше. Если же залегание грунтовых вод выше, то должно быть и большее меженное питание рек. Таким образом, большая заболоченность водосбора и больший меженный сток в физико-географических условиях Полесья есть два параллельных следствия одной и той же главной причины — повышенного грунтового питания, водопроницаемости песчаных грунтов, подстилающих торфяные отложения, близости грунтовых вод к поверхности и медленной водоотдачи и затрудненного поверхностного стока вследствие плоского рельефа. А следовательно, из сравнения водосборов вовсе не следует, что причиной повышенного меженного питания рек являются болота и что болота «выравнивают» и регулируют внутригодовой сток. Болота могут испарять и, как показывают исследования, испаряют влаги больше, чем окружающие незаболоченные угодья, и могут иметь ничтожно малую водоотдачу, т. е. отрицательно влиять на меженный сток, уменьшая его, и в то же время в реках с большей заболоченностью может наблюдаться более высокий меженный сток, если увеличение интенсивности грунтового питания превосходит увеличение испарения с водосбора, благодаря его большей заболоченности.

Как видно, в данном случае следствие (т. е. наличие болот) определенного сочетания физико-географических условий было принято за основную причину, что и вызвало ошибочность заключений из правильных результатов сравнения.

Аналогичные случаи, когда неумеренно применяется метод сравнения, без достаточного анализа конкретных физико-географических условий и присущих им гидрологических процессов, определяющие те или другие фазы стока, в гидрологической литературе встречаются часто.

Все это свидетельствует о том, что сложный вопрос о роли болот в питании рек может быть правильно решен лишь на пути действительного изучения водных свойств торфа и физической сущности гидрологических явлений и процессов, происходящих в болотах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Брудастов А. Д. Осушение минеральных и болотных земель. 3-е изд., 1934.
2. Будыко М. И. Распределение метеорологических элементов в приземном слое воздуха. Изв. АН СССР, серия географ. и геофиз., т. V, № 4, 1946.
3. Богдановская-Гиенэф И. Д. Типы внутризалежной воды. Труды ГГИ, вып. 39 (93), 1953.
4. Великанов М. А. Гидрология суши. Гидрометеиздат, 1948.
5. Гетманов Я. Я. Водные свойства торфяных грунтов. Изд. Гос. ин-та с.-х. мелиорации, 1929.
6. Горячкин В. Г. Эксплоатация торфяных залежей на топливо, 1934.
7. Галкина Е. А., Гилев С. Г., Иванов К. Е., Романова Е. А. Применение материалов аэрофотосъемки для гидрографического изучения болот. Труды ГГИ, вып. 13 (67), 1949.
8. Дубах А. Д. Очерки по гидрологии болот. ГГИ, 1936.
9. Давыдов Л. К. Водоносность рек СССР, ее колебания и влияние на нее физико-географических факторов. Гидрометеиздат, 1947.
10. Данович Д. А. Анализ минимального стока и обуславливающих его факторов на примере рек Белорусской ССР. Труды ГГИ, вып. 27 (81), 1950.
11. Евстафьев Л. С. Водопроводимость торфа естественной влажности. Труды Н.-и. ин-та торф. пром., вып. 18, 1939.
12. Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат, 1939.
13. Иванов К. Е. Сток с системы верховых болотных массивов. Труды ГГИ, вып. 13 (67), 1949.
14. Иванов К. Е. Экспериментальное исследование водопроводимости верхнего слоя торфяных залежей верховых болот. Труды ГГИ, вып. 39, 1953.
15. Иванов К. Е. Теоретическое и экспериментальное обоснование метода расчета стока и водного баланса болотных массивов. Труды ГГИ, вып. 39, 1953.
16. Ивицкий А. И. Влияние осушения болот на режим рек. К вопросу освоения и развития производительных сил Полесья, под ред. действ. члена АН БССР проф. И. С. Лупиневича. Изд. АН БССР, Минск, 1949.
17. Кац Н. Я. Болота и торфяники. 1941.
18. Кац Н. Я. Типы болот СССР и Западной Европы и их географическое распространение. Географгиз, 1948.
19. Курдюмов С. В. О формах соединения воды в торфе в связи с вопросами сушки. Торфяная промышленность, № 4, 1943.
20. Кутаис Л. И. Курс гидротехники в торфяном производстве. Госэнергоиздат, 1946.
21. Кулаков Н. Н. Введение в физику торфа. Госэнергоиздат, 1947.
22. Кринов Е. Л. Спектральная отражательная способность природных образований. Изд. АН СССР, 1947.
23. Костяков А. Н. Основы мелиорации. Сельхозгиз, 1951.
24. Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. 1930.
25. Лайхтман Д. Л. К вопросу о вычислении испарения и потока тепла. Труды ГГО, вып. 20 (82), 1949.
26. Лайхтман Д. Л., Тимофеев М. П. Турбулентный обмен в нижних слоях атмосферы. Труды ГГО, вып. 20 (82), 1949.
27. Матюшенко В. П. О геоботанических основах гидрологии торфяных болот. Труды Н.-и. ин-та торф. пром., вып. 14, 1934.
28. Оплоков Е. В. Режим речного стока в бассейне Верхнего Днепра и в его составных частях, ч. 2, 1914.
29. Огиевский А. В. Гидрология суши. Госэнергоиздат, 1941.
30. Обухов А. М. Турбулентность в температурно-неоднородной атмосфере. Труды ин-та теоретич. геофиз., т. I, 1946.

31. Поляков Б. В. Гидрологический анализ и расчеты. Гидрометеониздат, 1946.
 32. Писарьков Х. А. Сравнительная оценка некоторых способов определения коэффициентов фильтрации. Матер. по поднятию произв. с.-х. земель, вып. II, СНИИГМ, Гидротехнич. сб., 1937.
 33. Романов В. В., Рожанская О. Д. Физические свойства промерзшего слоя болот. Труды ГГИ, вып. 6 (60), 1948.
 34. Романов В. В. Водные свойства сфагнового очеса. Труды ГГИ, вып. 13 (67), 1949.
 35. Романов В. В. и Рожанская О. Д. Тепловые свойства сфагнового очеса. Труды ГГИ, вып. 13 (67), 1949.
 36. Романова Е. А. Классификация элементов болотной гидрографической сети. Труды ГГИ, вып. 39 (93), 1953.
 37. Романов В. В. Методы определения запаса воды в деятельном слое и расчет элементов водного баланса выпуклых болот. Труды ГГИ, вып. 39 (93), 1953.
 38. Романов В. В. Исследование испарения со сфагновых болот. Труды ГГИ, вып. 39 (93), 1953.
 39. Семенский Е. П. Дисперсность торфа. Труды Н.-и. ин-та торф. пром., вып. 11, 1932.
 40. Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения и их разведка. Госэнергоиздат, 1949.
 41. Тимофеев М. П. и Огнева Т. А. Оперативный метод определения коэффициента турбулентного обмена на основании наблюдений над вертикальным профилем ветра. Расчет теплообмена и влагообмена земля — воздух. Труды ГГО, вып. 20 (82), 1949.
 42. Форхгеймер. Гидравлика. ОНТИ, 1935.
-

ПРИЛОЖЕНИЕ III

УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ ТИПОВ БОЛОТНЫХ МИКРОЛАНД- ШАФТОВ И ЭЛЕМЕНТОВ ГИДРОГРАФИЧЕСКОЙ СЕТИ НА КАРТАХ БОЛОТ, рис. 28, 29, 31, 33 и в приложениях I и II

№ услов- ного обо- значения	Пояснение
1, 18	Озера на болотах
2	Озера вторичного образования
3, 19	Микроозерки
4 и 20	Реки и ручьи
5 и 21	Ручьи с зарастающим руслом
6	Озеро с вытекающим из него ручьем, русло которого теряется на территории болота
7	Линии стекания на участках, на которых периодически уровни воды стоят выше поверхности болота
8	Линии стекания на участках, где движение воды идет только путем фильтрации
9, 17	Минеральные острова и внешние границы болота
10	Мохово-осоковые микроландшафты
11	Сфагново-пушицевые
12	Грядово-мочажинный комплекс. На грядах — сфагновик кустарничково-пушицевый, редко облесенный сосной. В мочажинах — сфагновик пушицевый или шейхцериевый.
13	Сфагновик кустарничково-пушицевый, редко облесенный сосной
14	Сфагновик кустарничково-сосновый
15	Топяные участки, идущие от минеральных островов
16	Границы болотных микроландшафтов
17	Минеральные острова и внешние границы болота
22	Топяные участки со сфагново-шейхцериевыми ассоциациями
23	Мохово-травяные микроландшафты с преобладанием в травяном ярусе осоки бутылчатой
24	Грядово-мочажинный комплекс с сильно обводненными мочажинами (частично с открытой водной поверхностью)
25	Сосняк кустарничковый
26	Вырубки на болотах
27	Сфагновик кустарничково-сосновый, переходящий в сосняк кустарничковый
28	Грядово-мочажинный с необлесенными грядами
29	Сфагновик пушицевый с большим количеством сухостоя сосны
30	Слабо выраженный грядово-мочажинный комплекс
31	Сфагновик кустарничково-пушицевый, облесенный сосной с наличием сухостоя
32	Грядово-озерный комплекс
33	Сфагновик кустарничково-сосновый с примесью березы
34	Комплекс кочек с вереском и мочажины с шейхцерией
35	Сфагновик кустарничковый необлесенный
36	Осоковые микроландшафты

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
✓ Глава I. Образование и развитие болотных массивов	
§ 1. Основные понятия	7
§ 2. Физико-географические факторы, определяющие процесс болото-образования, и распространение болот	12
§ 3. Сведения об элементах растительного покрова болот	16
§ 4. Принципы классификации болот	31
§ 5. Разделение болот по геоморфологическим условиям залегания и водному питанию	33
§ 6. Основные типы болотных микроландшафтов	38
§ 7. Процесс развития болотных массивов	51
§ 8. Понятие о простых болотных массивах и системах болотных массивов. Классификационные единицы болотных ландшафтов	55
§ 9. Развитие простых болотных массивов	58
§ 10. Образование систем болотных массивов	74
✓ Глава II. Водные свойства торфа	
§ 11. Классификация видов торфа	77
§ 12. Дисперсность и структура торфа	82
§ 13. Пористость	89
§ 14. Влажность и влагоемкость торфа	91
§ 15. Содержание свободной и связанной воды в торфе	97
§ 16. Капиллярная, осмотическая и молекулярная влагоемкость торфа	106
§ 17. Водоотдача торфа	112
§ 18. Определение капиллярной и осмотической влагоемкости поверхностных горизонтов торфяной залежи болотных массивов. Коэффициент водоотдачи	114
§ 19. Водопроводимость торфа	123
§ 20. О предельных значениях градиентов давления и влияния уплотнения торфяной массы на водопроводимость	132
§ 21. Методика лабораторного определения водопроводимости поверхностного слоя болот на монолитах	134
§ 22. Полевые способы определения коэффициента фильтрации в торфяной залежи	138
✓ Глава III. Движение воды и колебание уровней грунтовых вод в естественных болотных массивах	
§ 23. Содержание воды в естественных болотных массивах	144
§ 24. Факторы, влияющие на водопроводимость торфяной залежи естественных болотных массивов	152
§ 25. Результаты экспериментальных исследований изменения водопроводимости торфяной залежи	154
§ 26. Деятельный и инертный горизонты и их роль в стекании воды с болотных массивов	160
§ 27. Основные черты режима уровня грунтовых вод на болотных массивах	163

	Стр.
§ 28. Колебания уровней грунтовых вод в различных болотных микро- ландшафтах	166
§ 29. Колебания уровней грунтовых вод на болотных массивах в зим- ний период	171
§ 30. Колебания уровней грунтовых вод на болотных массивах в лет- ний период	177
§ 31. Колебания уровней грунтовых вод как показатель изменения элементов водного баланса болотных массивов	180
§ 32. Применение принципа склонового стекания для гидрологиче- ских расчетов в условиях болот	181

Глава IV. Общие связи элементов болотных массивов с гидрологическими характеристиками

§ 33. Основные зависимости	185
§ 34. Связь между гидрологическими характеристиками и изменением рельефа болотного массива	199
§ 35. Применение материалов аэрофотосъемки для гидрологических исследований болот	202
§ 36. Внутриволотная гидрографическая сеть и условия ее образо- вания	208

Глава V. Сток с болот и методы его расчета

§ 37. Из истории вопроса	219
§ 38. Постановка задачи об определении стока с болотных массивов	221
§ 39. Данные наблюдений над стоком с болотных массивов и заболо- ченных речных водосборов	223
§ 40. Формирование стока с болотных массивов	234
§ 41. Кривые связи единичных фильтрационных расходов (прото- чности) с уровнями грунтовых вод	236
§ 42. Подсчет стока с болотных массивов методом склонового стека- ния по данным наблюдений над уровнями грунтовых вод	241
§ 43. Пример расчета стока с болотного массива	245

Глава VI. Испарение с болотных массивов и методы его расчета

§ 44. Факторы, определяющие испарение в условиях болот	249
§ 45. Тепловые свойства деятельного горизонта болот	258
§ 46. Методы измерения испарения на болотах	262
§ 47. Расчеты испарения с болот, основанные на водном балансе	273
§ 48. Величины испарения с болотных массивов и различных типов болотных микроландшафтов	280

Глава VII. Водный баланс болотных массивов

§ 49. Расчет составляющих водного баланса	286
§ 50. О влиянии болот на речной сток и методика сравнения водо- сборов	291
Литература	295

Приложения:

I. Сложная система болотных массивов, образовавшаяся путем слияния их на ранних и поздних стадиях развития, с сеткой линий стекания	вкл.
II. Сложная система выпуклых грядово-мочажинных болотных массивов, образовавшаяся на ранних стадиях развития про- стых болотных массивов, с сеткой линий стекания	вкл.
III. Условные обозначения типов болотных микроландшафтов и элементов гидрографической сети на картах болот	297

Редактор *М. М. Ясногородская.*
Техн. редакторы *М. И. Брайнина, Л. Б. Кононова.*
Корректоры: *М. П. Бушева, Г. М. Лысенко и*
К. И. Розина.

Сдано в набор 25/VII 1953 г.
Подписано к печати 4/IX 1953 г.
Изд. № 102. Индекс УГ-Л-31.
Бумага 60×92¹/₁₆. Бум. л. 9³/₈. + 4 вкл.
Печ. зн. в 1 бум. л. 93180. Печ. л. 18³/₄.
Уч. изд. л. 21,84. Тираж 5.000 экз.
Гидрометеиздат, г. Ленинград 1953 г.
М-41065. Заказ № 1026. Цена 9 руб. 65 коп.

2-я типо-литография Гидрометеиздата,
Ленинград, Прачечный пер., д. 6.

